Boletín N.º 33 Diciembre de 1947.

INSTITUTO GEOLÓGICO DEL URUGUAY
MONTEVIDEO - URUGUAY
E. TERRA AROCENA — Ingeniero - Director

K. WALTHER

El Basamento Cristalino de Montevideo

Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de los países vecinos

MONTEVIDEO
IMPRENTA NACIONAL
1948

Principales Correcciones

PAG.	DONDE DICE:	DEBE LEERSE:
15 (lín. 3 de la leyenda alemana)	(100	(100)
16 (lín. 2, párrafo 4)	(: ¢ =	(c: ¢ =
25 (lín. 13)	mafíticas	mafíticas.
39 (lín. 4)	c :	c : ¢
41 (lín. 6, párrafo 3)	acompañada	acompañado
42 (lín. 6, parrafo 2)	(β.	(β).
45 (lín. 16, párrafo 2)	albítica α	albítica (α
49 (lín. 12, párrafo 2)	Na O	Na_2O
58 (lín. 2, párrafo 2)	S LLER	SCHÜLLER
59 (lín. 4, párrafo 1)	(3, 1º).	(3, 1º ⊥ ¢).
60 (lín. 1, leyenda alemana)	a bitisch	albitisch
78 (lín. 8)	"Queluz",	"Queluz".
79 (lín. 5, nota 4)	expresin	expresión
79 (lín 6, nota 4)	sweat oozes	sweat that oozes
80 (lín. 7, leyenda alemana)	Skizze,	Skizze),
81 (lín. 3, párrafo 2, nota 8 a)	ellos.	ellos,
81 (lín. 7, párrafo 2, nota 8.a)	Gondwana)".	Gondwana)"!
88 (lín. 2, nota 59)	c : = 12º).	c : ¢ = 12º).
91 (lín. 9, nota 85)	SiO CO_2, H_2O	SiO_2 y CO_2, H_2O
92 (lín. 3, nota 94)	tipo	typo
93 (lín. 5, nota 100)	(ώϱ	(ικώϱ,
94 (lín. 2, nota 107)	VOLGT	(col. VOIGT
101 (lín. 2, inc. 13)	filon ano	filoniano
107 (lín. 10, párrafo 3)	K 0	K_2O
110 (lín. 3, inc. 16)	dindet	findet
113 (N.º 59)	rib. isqu.	rib. izqu.
117 (en BAKER, G.-)	120-223	196-223
124 (lín. 9)	Agr. II, 3: 1-186.- Montevideo 1919	video 1915 (trad. del anterior).
124 (lín. 16)	video 1915 (trad. del anterior).	Agr II, 3: 1-186.- Montevideo 1919
128 (lín. 3, figura 17)	(83 15 x).	(83, ⊥ s, 15 x).
130 (lín. 2, figura 24, leyenda alemana.	feiner-.	feiner-,
Lám. IX, Fig. 34	(agregar a la fig. a la derecha)	34a

El basamento cristalino de Montevideo

Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de los países vecinos

Boletín N.º 33 Diciembre de 1947.

INSTITUTO GEOLÓGICO DEL URUGUAY

MONTEVIDEO - URUGUAY

E. TERRA AROCENA — Ingeniero - Director

K. WALTHER

El Basamento Cristalino de Montevideo

Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de los países vecinos



MONTEVIDEO

IMPRENTA NACIONAL

1948



Profesor Dr. KARL WALTHER

Nació en Wolfenbüttel (Alemania) en 1878
† en Montevideo en 1948

PRÓLOGO

El Instituto Geológico del Uruguay ofrece hoy en las páginas de su Boletín una nueva contribución al conocimiento geológico del país, obra póstuma del Profesor K. Walther.

El manuscrito original de este trabajo fué presentado por su autor a fines de 1947 y el recibo de las primeras pruebas de imprenta poco tiempo después, coincidió con el anuncio de su fallecimiento.

Tan triste acontecimiento motiva estos párrafos con que la Dirección de este Instituto procura honrar la memoria del hombre de ciencia desaparecido, quien, por más de cuarenta años vivió consagrado al estudio y a la enseñanza de la agrología, de la mineralogía y de la geología.

Formó parte el profesor Walther de aquel grupo selecto de especialistas extranjeros contratados por el Gobierno de la República, para constituir el núcleo del profesorado del Instituto N. de Agronomía creado en 1908 e incorporado más tarde a la Universidad como Facultad de Agronomía. Fué también temporariamente colaborador de este Instituto Geológico hasta 1940.

La terrible enfermedad que empezó a manifestarse en 1915 y que, gradualmente, fué inmovilizándolo, no llegó nunca a abatirlo. Cuando prácticamente inválido no pudo atender ya sus cursos en la Facultad, continuó en la intimidad del hogar, con mayor ahinco aún, la investigación en el sector vastísimo de sus materias favoritas.

En la imposibilidad de realizar excursiones y de buscar en el terreno motivos nuevos de estudio, fué en la lectura de tratados y de revistas que pudo satisfacer, en parte al menos, su inquietud y su curiosidad científicas y, tal vez, conseguir el olvido momentáneo de su triste dolencia.

La energía demostrada por él hasta el final de sus días, al sobreponerse tan admirablemente a la adversidad, queda como el primero y el más alto ejemplo de su vida; queda también el recuerdo de su actuación dignísima en el profesorado, caracterizada por un claro sentido de responsabilidad; quedan, por último, sus numerosos trabajos, aparecidos en la Revista de Agronomía, en el Boletín del Instituto Geológico y en varias otras publicaciones nacionales y extranjeras como testimonios ciertos de su cultura científica y de sus empeños en contribuir al aumento del co-

nocimiento del suelo y del subsuelo del territorio uruguayo y en divulgar los resultados de sus estudios, haciéndolos accesibles a sus alumnos de la Facultad y a los técnicos en general.

Su señora viuda, Doña Auguste Göller de Walther, ha tenido la bondad de tomar a su cargo la traducción de los originales y la primera corrección de las pruebas de imprenta, fina atención que esta Dirección General agradece sinceramente.

E. Terra Arocena.

Montevideo, Agosto de 1948.

K. WALTHER

El basamento cristalino de Montevideo

Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de los países vecinos

Con 8 figuras en el texto y 11 láminas (VI-XI de microfotografías)

PREFACIO

Escasas han sido las aportaciones (WALTHER, 1919; LLAMBIAS DE OLIVAR, 1921) a la sinopsis sobre el tema de referencia, publicada hace ya muchos años (WALTHER, 1911 y 1911a). La misma edad geológica ha sido atribuída a todos los productos rocosos. Lo que ha progresado es, en primer término, el conocimiento de la cubierta sedimentaria uruguaya. También el predevónico ha sido explorado (1), pero sin incluir el estudio de sus yacimientos metalíferos de eventual valor técnico. A pesar de carecer así de la necesaria base científica, se hicieron dispendiosas inversiones en especulaciones sin resultado práctico.

Subsiste un problema de gran interés para la geología de los Estados del Brasil meridional y las repúblicas del Uruguay y Paraguay: ¿es posible separar un complejo cambro-silúrico (2) de los depósitos postarcaicos (3), preferentemente sedimentógenos, o pertenecen, en analogía a los yacimientos sudafricanos, a un algonquiano poco metamorfoseado? Dicho de otro modo: ¿cuál es el límite cronológico superior del complejo B en el cuadro que figura en la pág. 12? Ver lo que se dice a continuación del mismo y, con respecto a otras cuestiones aún problemáticas, lo mencionado en el resumen.

GUIMARÃES (1938: 58 y 1938a: 90), al destacar las modernas opiniones sobre la falta de autonomía del magma granítico (4) y la "esfinge de sus batolitos" (ver el inciso 10 del resumen), cree

1.° que dicha roca deriva de transformaciones progresivas, en parte de dioritas y gabbros anteriores;

2.° que todos los granitos brasileños conocidos hasta ahora son palingénicos y

3.° que la granitización por medio de emanaciones magmáticas consiste en la sustitución de la plagioclasa y de los minerales de Fe y Mg por microclina, muscovita y cuarzo (5).

LAMEGO (1937, 1938; ver también BARBOSA, 1938) deriva los gneises arcaicos de Rio de Janeiro de un ortogneis plagioclásico (protogneis fundamental). Es posible que de la "digestão" de éste, los gneises se hayan apropiado oligoclasa. La formación de las leptinitas, así como la de los gneises de ojo, biotíticos y cuarcíticos, correspondientes a distintas zonas del metamorfismo de profundidad, se debe a la intrusión granodiorítica que acompañó al diastrofismo prelaurentiano. Los metamorfitos se originaron en la vecindad más cercana o más lejana del batolito. De este modo, a una zona de microclinización sigue hacia arriba otra de ortosización (6), y, finalmente, de cuarcización. La "desintegración" de la plagioclasa y la biotita en la leptinita de la zona señalada en primera línea, conduce a la formación, a más del feldespato potásico, de albita. En zonas más periféricas, el contenido de (Fe, Ca, Mg)II, reaparece en la composición del gneis diorítico "derivado".

El estudio del basamento cristalino de Montevideo se ve facilitado por la existencia de mapas buenos y baratos (Serv. Geogr. Militar, cartas Cerro y Carrasco en 1 : 20 000; La Barra y La Unión en 1 : 50 000; véase también el Almanaque y la Guía P.Y.G.A.M. mencionados en la Bibliografía), pero se dificulta por el gran aumento de la edificación y especialmente por el hormigonado que viene a sustituir los caminos de tierra que anteriormente llegaban casi hasta los límites de la ciudad. De este modo han desaparecido muchos buenos afloramientos explotados en parte para pedregullo, cubiertos de una capa limosa poco potente.

Para dicho estudio se prestan particularmente la playa (7) y los alrededores del Cerro y del Cerrito (fig. 1), así como las regiones al W. del Cerrito en una extensión hasta la línea férrea en dirección al norte, donde afloran muchos representantes de esquistos hornbléndicos con sus inyecciones aplito-pegmatíticas. El estudio de este séquito se facilita por ejemplo en la Avda. Cachón (nota 7) y en los alrededores de "La Teja" (lám. 1).

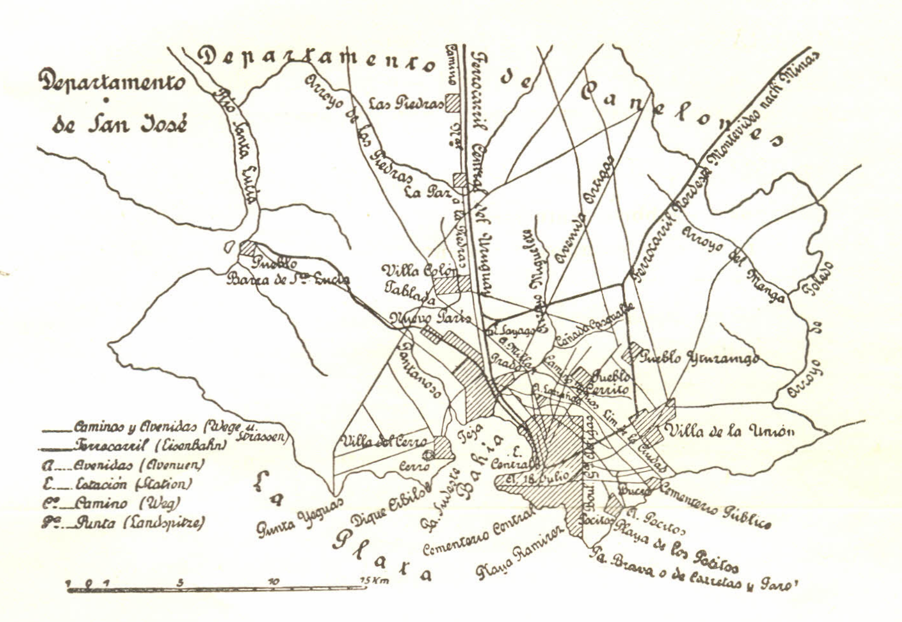


Fig. 1. — Montevideo, ciudad y departamento, según C. BOLLO (tomado de WALTHER, 1911). Págs. 1, 10, 20, 80, 81, 83, 95, 108 y 126.

Al terminar esta introducción, debe repetirse una vez más (WALTHER, 1924:VIII) que el autor no dispuso sino de recursos muy limitados. Debido a la gran desvalorización de la moneda nacional hace unos quince años, no le fué posible mantener la suscripción de las revistas científicas utilizadas durante muchos años, y en cuanto a la adquisición de aparatos auxiliares en la investigación microscópica, como, por ej., los necesarios para definir la composición mineralógica "modal" de una roca (ver la nota 69a), no había que pensar en ello. Pero en primera línea faltaban los análisis químicos indispensables para calcular el contenido "normativo". A las cátedras de la Facultad de Agronomía (donde se efectuaron los presentes estudios) se les vedó la disposición de sus modestos fondos mensuales, con lo que los trabajos de investigación se ven **enormemente** demorados.

Por último, permítaseme reiterar mi agradecimiento sincero a la Sociedad Linneana, que me obsequió con dos tomos del periódico "Chemie der Erde"; a la señora N. P. de MEDINA y a los señores S. GARAVAGNO y Z. ZAFIRIADIS por su valiosa ayuda en la confección de las figuras; al químico-farmacéutico señor Alb. CASSINELLI, quien amablemente me facilitó su automóvil, acompañándome, e igualmente a los señores O. GARAVAGNO, y J. CHEBATAROFF, Ev. LOPEZ, A. MONTORO GUARCH, Fr. OLIVERAS, Z. ZAFIRIADIS, quienes se prestaron a colaborar en mis excursiones desde 1937. La mayoría del material descrito fué recogido ya en 1908-1912.

A

EL PREDEVONICO EN EL URUGUAY

Ya en 1911, GUILLEMAIN había distinguido entre un complejo gneiso-anfibolítico, la parte más antigua de su "Prepérmico", y otro de menor edad, compuesto de esquistos y calizas marmoloides (serie "filítica" algonquiana hasta tal vez eopaleozoica según WALTHER, 1928). Gran impulso recibieron los estudios por los trabajos de MAC MILLAN (hasta 1933). Desgraciadamente, su cuadro sinóptico de los miembros más antiguos en el sud del país, no es fácil de interpretar y es de suponer que haya sido agregado posteriormente. LAMBERT (1941) se refiere al mismo ([8]). El siguiente esquema se estableció en 1940 (WALTHER ([8a]).

Neozoico

Cretáceo superior

Terrenos gondwánicos

Devónico

. . . d i s c o r d a n c i a . . .

	e. Pórfido cuarzoso
	Porfirita y vitrofirita
B. Algonquiano o más moderno	d. Alcalinitos del Pan de Azúcar, de La Paz, etc. (9)
II. Serie de Aiguá (WALTHER, 1927)	
Conglomerado, cuarcita y arenisca	c_3 - c_2 - c_1. Granito criptalcalinítico con séquito filoniforme; Pórfido plutónico; Vulcanitos ácidos y básicos.
. . . d i s c o r d a n c i a . . .	
I. Hemimetamorfitos ("Sedimentos" de la "Serie de Minas" según MAC MILLAN), más antiguos que c_3 (10)	
Cuarcita, esquisto cuarcítico-sericítico, talcoso, grafítico, hematítico; caliza y dolomita marmoloides, alternado en parte con c_1	

. . . . . d i s c o r d a n c i a . . . . . (11)

A "Arcaico" (ver el cuadro siguiente, pg. 19).

En el vecino Estado brasileño de Rio Grande do Sul se distinguen un complejo arcaico compuesto de gneis, granito, micaesquisto, mármoles dolomíticos, etc. (CARVALHO, 1932) y otro probablemente algonquiano y parecido al uruguayo ("Porongos") (12). Las observaciones sobre ciertos granitos que atraviesan los esquistos hemimetamórficos (CARVALHO, l. c. 25), son poco precisas, adquiriendo por esto tanto más valor los apuntes respectivos de LEINZ y BARBOSA, los que posiblemente pueden relacionarse con lo dicho en la nota 10. Descansa sobre dichos esquistos, en la región de Lavras-Caçapava, el horizonte de Maricá silúrico (?), que corresponde a la serie de Aiguá en el Uruguay.

Sorprende a los autores nombrados últimamente, la opinión de MAC MILLAN y LAMBERT, según la cual el granito moderno pertenecería al pendiente de los efusivos del Aiguá (12a). El plutonito en la región riograndense corresponde a la parentela en parte criptalcalinítica (con ortosa rica en micropertita y con oligoclasa ácida), en parte "pacífica" con predominancia de una mezcla básica de dicha plagioclasa. Según WILLMANN (1915), aparecen en el Uruguay criptalcalinitos al lado de alcalinitos típicos, pero se desconoce la edad de los tipos "atlánticos" (WALTHER, 1938:149).

En la sierra de Córdoba, BEDER (1922) distingue una granodiorita gneisico-migmatítica probablemente algonquiana (diferenciada a veces en un granito verdadero) y un granito postsilúrico (?), en parte rico en microclina y pertita microclínica y pobre en plagioclasa. Al parecer, la geología y petrografía del eruptivo están poco aclaradas aún. PASTORE (1932 y 1938) admite un único grupo de rocas graníticas, presumiblemente devónicas.

B.

EL BASAMENTO CRISTALINO CERCA DE MONTEVIDEO

I. Distinción y distribución de los esquistos cristalinos en comparación con otras regiones del Uruguay y de sus vecinos

Del grupo B (pág. 12) se conocen con seguridad fuera de filitas y cuarcitas aplito-pegmatíticamente inyectadas, solamente (nota 15) los lamprófidos mencionados en la nota 9. El "arcaico" está representado por esquistos anfibólicos y gneisicos.

La presencia de los primeros cerca de Montevideo y en los deptos. de San José y Colonia (TEISSEIRE, 1928 y SERRA, 1943:7) no fué mencionada por MAC MILLAN. Se derivan en parte de eruptivos diorito-gábbricos. Tardíamente se dirigió la atención sobre los magmatitos nacionales oscuros, dignos de explotación (WALTHER, 1928). Según los conocimientos actuales pertenecen a tres grupos, dos postalgonquianos

(III, II) que en parte corresponden al horizonte d (pg. 12; III = *Flò* 4 y 5) y otro arcaico-algonquiano (I). Los miembros del último grupo quizás estén en relación con gabbros olivínicos de la isla Martín García (ver la nota 24) y fueron encontrados en 1930 al N. de la ciudad de Florida (*Flo* 4 e *IM* 8).

Debo a la gentileza del señor CESAR MAYO GUTIERREZ la indicación de algunos puntos de hallazgo situados en la vecindad de dicho lugar. El material recogido por mí, de grano variando entre mediano y fino, tiene estructura o porfídica (tipo I), o intersertal (*IM* 1, 1a, 3, 8, *Flo* 3 e IM 2 4, 7 — tipo II). Los representantes del tipo I, macizos, de color gris oscuro, asoman en el campo cubierto de gramíneas, formando peñascos fungiformes. A simple vista se distinguen numerosos fenocristales de anfíbol, tamaño de 1 cm. y aun más, situados en un ambiente de tono más claro (lám. 2, fig. 2).

El estudio microscópico de estas "dioritas o gabbros porfiríticos", es de mucho interés y sirve de clave para la interpretación de los metamorfitos hornbléndicos de Montevideo. En comparación con éstos, dichas **anfibolitas piroxénicas** son los productos de un metamorfismo de grado más elevado, tendiente al "katazonal". Demuestran más netamente algunos rasgos estructurales que en los "meso y epizonalitos" montevideanos aparecen borrados. Ya en el mismo preparado la relación cuantitativa entre los componentes oscuros y claros varía, y áreas hornblendíticas constituídas por gran cantidad de granos hornbléndicos, xenomorfos y unidos por un cemento plagioclásico saussuritizado, alternan con otras donde el primer mineral, con idiomorfismo más perfecto, destaca bien de una "pasta fundamental". En ella los cristales de plagioclasa generalmente xenomorfa aprisionan una parte considerable de pequeños cristales con corte ya prismático, ya basal. Consisten en hornblenda fibrosa, esmaragdítica, derivada ampliamente de un piroxeno incoloro, a veces con separación según (100) - omfacítico (?). Este rasgo eclogítico se ve reforzado por la aparición de cristalitos de granate, aunque no abundantes.

En los metabasitos de Montevideo, el mencionado rasgo es apenas distinguible y la formación del granate depende de circunstancias geológicas especiales. Definimos allí el carácter uralítico del anfibol, al observar los relictos de su antecesor (fig. 7 del texto), que corresponden a los de la anfibolita piroxénica. Aquí son instructivos 1) los intercrecimientos tanto augito-hornbléndicos (ver más adelante) y hornblendo-hornbléndicos, como la relación de estas sinántesis con la poiquiloblastesis hornblendo-plagioclásica, y 2) la microclinización de la plagioclasa poiquilítica.

El idiomorfismo de los porfidoblastos hornbléndicos se destaca bien en los individuos "hechos", vale decir, los que no están más relacionados ni con el

mineral primario en mayor o menor grado reemplazado, ni con el colaborador y concurrente plagioclásico (ver más adelante). Los cortes de los porfidoblastos muestran a veces poco pleocroísmo c $\leqq$ b $\geqq$ a; verde azulado : verde : amarillo **pálido**; c: $\mathfrak{c}$ = 14-20°). La composición variable del mineral se delata por la estructura zonal de los cortes, sus numerosas manchas y el diferente ángulo de su extinción. - La titanita incluída produce las conocidas aureolas pleocroicas, clinozoisita y carbonato figuran como productos secundarios.

La plagioclasa del tejido fundamental granoblástico corresponde a mezclas andesínicas y andesínico-labradóricas. El mineral emite prolongaciones en forma de tallos retorcidos que participan en la edificación de los porfidoblastos hornbléndicos (fig. 3 del texto). (13) El sincronismo de los componentes claro y oscu-



Fig. 3. — Arriba a la izquierda: porfidoblasto hornbléndico h (lám. 2, fig. 2), intercrecido poiquilo-diablásticamente (de intercambio químico) con la plagioclasa (pl) sincrónica (ver la orientación óptica), perteneciente al tejido fundamental, granoblástico. Este aprisiona cristales de augita (a), generalmente uralitizada (esmaragdita). — Anfibolita piroxénica de Florida (*IM* 3, + Nic., 68 ×, reproducción esquematizada). — Pg. 15, 48, 126, 129 y 131.

Links oben: Hornblendeporphyroblast (aus dem Pyroxenamphibolit Taf. 2, Fig. 2), poikilo-diablastisch verwachsen mit dem Plagioklas (pl) des Grundgewebes. Dieses enthält Kristalle von u.d.M farblosem Augit (Omphacit ?), z.T. mit Teilbarkeit nach (100), die grossenteils uralitisiert sind (Smaragdit).

ro se demuestra bien por las orlas feldespáticas alrededor de los enclaves hornbléndicos en un cristal augítico adyacente, creados por el avance de la uralitización. Nace así un intercrecimiento casi diablástico entre los silicatos. La poiquiloblastesis augito-hornblendo-plagioclásica conduce a la formación de numerosos po-

ros de la hornblenda, aproximadamente circulares y rellenados con albita a veces secundariamente rojiza. En el metabasito montevideano es muy común la presencia de una hornblenda cribosa (lám. VI, fig. 18) y tanto en dicho metamorfito como en el piroxénico de Florida se nota que la retrometamórfosis de la plagioclasa se realiza en dos etapas, creando silicatos de distinta acidez, intercrecidos. Además ya nos informamos sobre el progreso de la albitización y la formación de ribetes albíticos que guarnecen los componentes rocosos.

Feldespatos de menor edad (ortosa, micropertita, microclina) en pequeños cristales, se interponen entre los de hornblenda y de plagioclasa. En un porfidoblasto hornbléndico de *IM* **3** se ve que los tallos descritos de la poiquiloblastesis plagioclásica están sustituídos tanto por la sericita como por la microclina fresca. No es fácil explicar la derivación de la mica clara, acompañada de la separación de cuarzo (ver lo dicho al referirse a la lám. X, fig. 39), mineral raro entre los componentes primarios.

Sobre las relaciones entre los tipos I y II nada se sabe todavía y sólo pudo ser comprobado el yacimiento filoniforme del material, definido anteriormente como *IM* **7**, en parte explotado. Aquí se distingue ya a simple vista la estructura intersertal con listoncitos feldespáticos de 2 o 3 mm. de longitud.

La plagioclasa perteneciente a distintas mezclas, es andesínica, labradórica y aún más básica (·: c = + 16 hasta 25° y más). El mineral, por la gran antigüedad de la roca, ha sido en parte descalcificado. La albita neoformada marginalmente y como interposición entre las laminillas polisintéticas, pasa a veces a constituir ribetes y rellenos de fisuras. — La participación mayor o menor del piroxeno en la composición de la mesóstasis es proporcional a la cantidad del mineral en la roca. En el primer caso, la parte más antigua del relleno intersticial la ocupan, ya la ortosa, ya numerosos intercrecimientos granofídicos de excelente configuración. Su feldespato potásico puede ser micropertítico y no raras veces está parcialmente microclinizado, mostrando un solo sistema de maclas. — Edad menor tienen los aislados granos de cuarzo (parte exterior de la mesóstasis o intermedia entre ésta y el armazón plagioclásico).

La edad de este último generalmente es mayor que la del piroxeno (participación en la mesóstasis, ver antes), si no igual (sinántesis poiquilítica con dicho feldespato). El mineral oscuro (¿clinoenstatita?) revela a veces laminillas de maclas según (001) y uralitización de sus bordes y partes atravesadas por fisuras. Semejantes regiones transformadas han sufrido el intercrecimiento con un mineral alotriomorfo, también secundario, o sea, la biotita. Está parcialmente cloritizada y en su vecindad se hallan numerosos cristales dentellados al corte, pertenecientes a la ilmenita. Esta a menudo reemplaza la mayor parte del borde piroxénico uralitizado.

SCHUSTER (1907) dió una descripción detallada de una **diabasa cuarzosa** comparable con nuestro material. También en la roca que penetra en filones en el basamento cristalino de Xiririca (Estado de São Paulo), la plagioclasa intersertal (n > 1,54) está intercrecida con feldespato potásico que "irradia en forma de barba en la sinántesis micropegmatítica" (= granofídica, ver nota 4). Como en la sienita eleolítica del Itatiaya, la clinoenstatita paulista muestra intercrecimiento con hornblenda parda.

En los últimos años se ha atribuído edad precámbrico-cámbrica a ciertos yacimientos análogos, de regiones septentrionales del escudo brasileño. La estructura geológica de estas partes es comparable, en sus rasgos fundamentales, tanto a la de Minas Geraes y de los Estados meridionales del Brasil, como, finalmente, a la del Uruguay. A un complejo considerado como arcaico, siguen pues ciertos esquistos preferentemente epimetamórficos, a los que se sobreponen sedimentos clásticos ("Minas" e "Itacolumi-Lavras" en Minas Geraes). En la región fronteriza de la Guayana, dicho perfil geológico es coronado por las napas "basálticas" del Gondwana. PAIVA (1939) afirma que la arenisca "Roroimã" ("Kaietur" en la Guayana inglesa) es "indistinguible" de la arenisca "Lavras" por su posición inalterada, su naturaleza conglomerádica, su estratificación entrecruzada, así como, por último, sus ripple marks, y agrega que dicho sedimento es atravesado por diabasas cuarzosas con "residuos micropegmatíticos" ([14]). En los retazos del horizonte uruguayo de Aiguá se destaca bien el carácter sedimentario descrito. Tal vez deba compararse el "Aiguá", así como ciertas partes del "Maricá" riograndense, con el "Lavras" de Minas Geraes.

(*) Merece destacarse que una roca filoniforme descompuesta que atraviesa los esquistos algonquianos acompañantes del talcoesquisto de Colonia (WALTHER, 1914 y 1915), es comparable a la diabasa cuarzosa de Florida, aunque su grano es más fino (*Con* **10**). También aquí el armazón intersertal plagioclásico (n > 1,54, longitud de los listoncitos < 0,5 mm.) incluye junto a biotita secundaria, piroxeno [uralitizado y maclado según (001)], además de algunos agregados granofídicos pequeños, aunque bien configurados. Sorprende la abundancia de magnetita. Megascópicamente no se puede distinguir dicho material de aquel que pertenece a los filones oscuros vecinos, muy descompuestos (*Con* **5**: MAC MILLAN, 1931, fig. 3 "filones básicos"). Anteriormente, han sido descritos por mí

(*) Los párrafos marginados fueron tachados por el autor en la copia del original, mientras éste estaba en la imprenta, no existiendo por lo tanto seguridad sobre la decisión final del autor (Auguste Göller de Walther).

como espesartita. Habla a favor de la presencia de semejantes lamprófidos (que según su aspecto microscópico es preferible llamar odinitas) la estructura típicamente poiquilítica, es decir, el intercrecimiento de los numerosos tallos hornbléndicos finos con la plagioclasa (n > 1,54) que, por una parte, constituye una especie de pasta fundamental, y por otra casi desaparece. Aisladamente se encuentran pequeños fenocristales de un feldespato indefinible. Llama la atención el carácter criptofibroso de la mencionada sinántesis, de modo que detrás de ella fácilmente pueden esconderse tal o cual pequeño agregado granofídico y también sustancias pilíticas. Igualmente en esta roca existe la unión hornblendo-biotítica. La magnetita es titanífera.

Resumiendo lo dicho parece que entre las rocas oscuras, filoniformes, en parte intersertales, se hallan tipos proteroblásticos que se aproximan a lamprófido. Habla en este sentido el contenido de cuarzo, ortosa y granófiro, así como la predominancia de la hornblenda y biotita, y finalmente, el retroceso del feldespato.

Al terminar estos apuntes sobre las rocas de la región de Florida, mencionaremos un gneis hornblendo-biotítico de la vecindad (*IM* 6). Tiene estructura porfidoblástica, debida, primero, a algunos cristales de plagioclasa básica, de estructura zonal y tamaño de 15 mm. y, segundo, a dialaga uralitizada marginalmente y según algunas zonas. Sus tallos finos según (100) comprenden grandes cantidades de productos oscuros pulverulentos. La hornblenda fuertemente pleocroica intercrecida con biotita se halla en unión poiquilítica con la plagioclasa, tal como fué descrito antes. Los dos minerales están sustituídos en algunos sitios por la microclina y ésta, al igual que la micropertita moderna, no escasa, por el cuarzo.

Ensayo de una sinopsis de los miembros que constituyen el basamento cristalino de Montevideo.

B I. (pg. 12) — Filita y cuarcita $d - c_3 - c_2 - c_1$ (?) (15):

Inyecciones aplíticas.

Lamprófido alcalinítico (nota 9 y lám. 4, fig. 10).

Aplita y pegmatita.

— — — — — h i a t o — — — — —

A II. $b_2 - b_1$:

Pegmatita biotítica — Granodiorita aplítica y aplita.

A I $a_3 - a_2$:

Diorita cuarzosa y granodiorita (magmatizaciones del gneis plagioclásico alternando con a_1).

a_1:

Esmaragditita, clorititita, anfibolita gábbrica, esquisto anfibolítico y actinolitita.

Abundan en Montevideo y sus alrededores rocas con aspecto de **gneis biotítico** y, excepcionalmente, **biotítico-anfibólico (142, 143)**; véase, p. ej., en la playa al W. del Cerro, al pié de esta altura compuesta de esquistos anfibólicos (*1/17*) y desde la orilla oriental de la bahía hasta los parajes más antiguos de la ciudad. Allí, la roca, o aflora, o aparece directamente por debajo del adoquinado en los cimientos de los edificios. Parcialmente unida a la anfibolita (ver. p. ej., **123**), la encontramos en la rambla (nota 7) y tierra adentro en los suburbios al E. y NE. de la ciudad, así como aguas arriba de los arroyos Manga, Mendoza y Migue-

lete (alrededores del Prado). Entre el primero y los otros dos pasa el extremo meridional de la Cuchilla Grande que, bien desarrollada hacia la frontera brasileña y con el rumbo N. y NNE. correspondiente al plegamiento tacónico-caledoniano (WALTHER, 1923, lám. 1b), se compone con preferencia de los productos más antiguos, gneises y metabasitos acompañados de intrusiones per y mesosilíceas. La avenida de Las Instrucciones ("Avenida Artigas" en la fig. 1) cruza la "cuchilla". En algunos asomos parcialmente explotados, se presenta el conjunto mencionado y es significativo que en la vecindad de dicha avenida, dirigida a Toledo Chico, se haya encontrado el gneis anfibólico. Hace poco tiempo que está en explotación y se halla solamente en un rincón de la cantera de gneis biotítico.

La textura del gneis, explotado en muchos puntos por estar tapado por una capa de limo poco potente, varía entre dos tipos extremos, acercándose casi siempre al primero, plano-paralelo (1), mientras que el otro, casi compacto (2), es alcanzado por excepción. La textura N.° 1 se demuestra bien en el esquisto biotítico (biotitita) **97b** y **bb**, de grano fino y rico en el mineral de exfoliación y regulación perfectas. Semejante material, de tono sea uniformemente oscuro sea jaspeado, se intercala concordantemente en el gneis común, pudiéndose apreciar en la fig. 5, lám. 2, la separación en una sección izquierda y otra derecha. La potencia de la biotitita mide algunos decímetros, disminuyendo en ciertos sitios de la misma localidad al espesor de un dedo. Esto es de interés para el estudio de los gneises de la playa (**97bb**). En analogía con lo consignado por ERDMANNSDÖRFFER (1939), la biotitita, en nuestro caso, no sólo se orienta paralela sino también transversalmente al s del gneis (*3/32*). De esta manera se explican los casos de tectónica supuestamente muy alterada, así como la admisión de interposiciones filíticas (*1/29a*). De los centelleantes planos de la esquistosidad, jaspeados, se destacan, especialmente en **97bb**, ciertas máculas puramente negras, ya redondeadas, ya irregularmente contorneadas. En estos sitios las hojitas del lepidomelano alcanzan dimensiones de casi 1 mm. Esto se debe probablemente a la concentración del mineral oscuro, unida al influjo de las inyecciones aplítico-pegmatíticas muy comunes (ver también BERG, 1912: 63, 87, y GUIMARÃES, 1938: 11, 44).

Menos perfectamente paralela es la textura del gneis bandeado N.° **111** con alternancia de camadas preferentemente biotíticas y material granuloso cuarzo-feldespático de tonos claros. De este modo, en la mayoría de nuestros gneises el aumento de los componentes félsicos coincide con la transformación de las camadas de lepidomelano en subcontinuas y subparalelas hasta débilmente filamentosas (**74, 97a, 104, 100, 101, 122, 113** y **105**), acercándose el último tipo al compacto.

Un rasgo característico de nuestro basamento cristalino es la existencia de gneises parcialmente macizos. Este tipo empieza a manifestarse en los gneises con concentración del lepidomelano en forma de bandas monominerales de un espesor hasta de varios milímetros (**123-125**). El aumento de la acumulación conduce a tipos comparables con magmatitos esquizolíticos ([16]), con lentes ("schlieren") oscuros irregulares y de distinto tamaño, incluídos arbitrariamente, o siguiendo una débil esquistosidad, en un material de tono claro y de granos equidimensionales. Esto se observó hace años en los tres primeros tipos de **97, 99, 112, 116, 117, 119, 120** y *5/22a*. En **99**, situado cerca de **97a** ([17]), aparecen algunos fenoblastos feldespáticos, tamaño hasta de 0,5 cm., y con menos claridad esto es observable también en **97.** A pesar de los afloramientos siempre buenos de la Avda. Cachón, trazada casi en ángulo recto a la esquistosidad del gneis, no fué posible en los últimos años volver a encontrar dicho producto considerado originariamente como intrusión aplítica. La idea de que el gneis estuvo expuesto a influencias magmáticos (ver el cap. III) se afirmó por el estudio del yacimiento que corresponde a las muestras **116-120** (lám. 2, fig. 3). A primera vista se podría pensar que sus potentes zonas blancas, félsicas (con fenocristales feldespáticos brillantes en las exfoliaciones), fueran el pendant de las bandas máficas mencionadas anteriormente. Más adelante se hablará sobre las "influencias magmáticas".

Conforme a estas ideas parecería que la roca **121**, compañera de las anteriores, rica en biotita y algo porfídica debido a cristales de feldespato (tamaño hasta de 8 mm.) comparables a los recién mencionados, fuera ortogneis macizo del tipo 2, opinión que ha de ser aclarada por el estudio microscópico. Dicha textura corresponde aproximadamente a la muestra **108**, caracterizada por su abundante contenido sericítico. Junto con el biotítico forma textura lenticular, no regularizada, con "ojos" blancuzcos hasta de 1,5 cm. de diámetro.

A diferencia de lo que anteriormente se indicó, el **rumbo de la esquistosidad** de los metamorfitos montevideanos no está dominado por la orientación EW. ([18]), sino que parcialmente cede a un rumbo dirigido al NW. hasta NNW. (LLAMBIAS DE OLIVAR, 1921, lám. 2). Esto se manifiesta al pie NE. del Cerro (lám. 4, fig. 10) y en la falda oriental de esta altura, p. ej., en la gran cantera de anfibolita (**103**; buzamiento de 70-80° W.) y en la isla del Bizcochero. Contrastando con el rumbo EW. en el lado occidental de punta Carretas (fig. 2), aparece allí mismo y en la prolongación de la costa hacia Pocitos, la orientación NE. Según LLAMBIAS DE OLIVAR, el cambio de rumbo depende de las inyecciones graníticas. Mas no es posible localizar dichas influencias y averiguar sus efectos sobre los esquistos cristalinos vecinos si éstos están situados tierra adentro y cu-

biertos por el Cuaternario. MAC MILLAN, en sus publicaciones (ver, p. ej., 1933:10), deriva de dicho factor las desviaciones que se observan en la orientación NE.-NNE. de la zona algonquiana de los departamentos del este. El rumbo NW., comprobado en el Cerro de Montevideo, predomina según MAC MILLAN en la región de desembocadura del embudo platense ([18a]) en el mar, pero cede en algunos lugares al determinado por un diastrofismo más moderno. Ver el inciso 10 del resumen.

II. La anfibolita del Cerro, del Cerrito y de su vecindad.

Uno de los más importantes rasgos del complejo ocupado por el basamento cristalino montevideano lo representa la analogía entre las dos referidas alturas, como lo observó ya en 1830 CHR. S. WEISS en base de las colecciones de SELLOW ([19]). En ambos "härtlings" (monadnocks), la cumbre ([20]) está formada por un material de grano fino, nefritoide ([21]), de coloración uniforme alternando entre gris-verdoso oscura y casi negra (**75a**, **103**), la que, en donde la descomposición es avanzada, presenta tonos verdosos sucios y pardo rojizos. El metamorfito tiene pues un aspecto sedimentoide intensificado a veces por la textura epizonal (lám. 3, fig. 6) ([22]).

La cantera mencionada al final de la parte I, revela una esquistosidad imperfecta, a menudo menos perceptible aún en el material inalterado. De aquí su resistencia al desgaste, que aumenta en los lugares de interposición de productos de cristalinidad más aparente. En la pared meridional de dicha cantera poco se destaca otro material, de 3-5 m. de potencia, a causa de la misma coloración al parecer uniformemente oscura. Sin embargo, bajo la lupa distínguese un jaspeado fino, hecho confirmado por un bloque situado a unos pasos de distancia en dirección del rumbo NNW. Dicho material, de grano algo más grueso y un tanto descompuesto, tiene, pues, contenido feldespático. En un afloramiento situado a escasa distancia, la concordancia entre la interposición maciza (**106**) y la anfibolita acompañante (no visible en las inmediaciones), coincide con la orientación paralela de los tallitos hornbléndicos (lám. 3, fig. 7).

No es fácil localizar en el mapa semejantes intercalaciones parecidas a eruptivos básicos (*BBr*, **46**, **47**, **85**, etc. = "anfibolita maciza" en WALTHER, 1919, lám. 14), así como tampoco delimitarlas del esquisto anfibólico, vecino, pues no sólo escasean afloramientos en la falda del Cerro, cubierta en parte por el limo, sino que por efecto del metamorfismo se ha producido una asimilación mutua de ambos. La anfibolita maciza es de procedencia dioritogábbrica, correspondiente al tipo I de Florida (pg. 14).

En Montevideo probablemente ([23]) se trata de relictos magmáticos anteriores o de la misma edad que el material encajonante. El mineral de priroxeno se encontró bajo el microscopio únicamente en **3**, no proveniente del Cerro ([24]).

Llamamos nuevamente la atención sobre la coloración "al parecer uniformemente oscura" de los esquistos que incluyen el material macizo. Dicha propiedad unida a una mayor resistencia al desgaste, caracteriza parajes de cierta extensión tan sólo en las cumbres de las dos alturas. Por lo demás, el estudio de otras regiones nos enseña que a menudo ciertos complejos más duros y del color más arriba indicado entre comillas, están intercalados en los esquistos más deleznables, de tonos más claros y a veces porfidoblásticos, debido a tallitos de hornblenda (**76**, WALTHER, 1911, fig. 8. En vez de "pobre en feldespato", léase "en tejido fundamental", y 1911a, lám. IV). La mencionada estructura se presenta de vez en cuando ya en la muestra (lám. 3, fig. 8), creando un aspecto levemente gneisico, y ha sido interpretada antes como producida por las diferenciaciones del educto magmático mesosilíceo. En cuanto al material de Florida, dicha opinión seguramente es sostenible en parte; con todo, parece que no tiene suficientemente en cuenta 1) la frecuencia del referido cambio de la "acidez" rocosa y 2) la existencia de las dos regiones cuspidales de Montevideo, relativamente extensas y ocupadas por el metamorfito pobre en SiO_2. No debe olvidarse que lo dicho en el inciso 1) se explica en parte ya por la naturaleza metamórfica del material. Su textura bandeada, reconocible a veces recién por el estudio microscópico, correspondería a una alternancia homóloga, continuamente variable, del ataque dinámico, al cual estuvo expuesta cada partícula y que modificó su constitución químico - mineralógica. Según DRESCHER-KADEN (1936 :292) los metamorfitos deben definirse como "una sucesión periódicamente alternante de campos de reacción planiformes, sujetos a las variables influencias del ptx" (ver la parte C).

III. La facie granodioritoidea y su acompañamiento filoniforme.

a. El material de La Teja (pg. 10) y de las canteras de Capurro y de la calle Santander.

Las grandes canteras del paraje mencionado en primera línea, que suministraron el material para la construcción del puerto, están hoy sumergidas bajo el agua de la bahía con excepción de su parte meridional donde colonias de *serpula* muertas indican el anterior nivel acuoso (WALTHER, 1935). Aquí, la roca encajonante forma una interposición anfibolítica de apenas ½ m. de potencia. Corresponde al metamorfito de la costa vecina y

del curso inferior del Ao. Pantanoso (**60, 62**). El esquisto verdoso-negruzco se destacó anteriormente también en la pared occidental de las canteras con fuerte inyección aplítico-cuarzosa (WALTHER, 1919, lám. 6, fig. 13), interpretada erróneamente como filón aplítico (potencia superior a 10 m.) con xenolitos anfibolíticos (ver la nota 36). En las regiones periféricas del magmatito, en menor (**105**) o mayor grado gneisicas ([25]), hay relaciones íntimas con filones aplíticos (el **74** está penetrado por el **74a** de constitución similar al primero). Ciertas partes del "granito" (**91**) tienen un hábito poco pronunciado y bajo la lupa pueden reconocerse cristales feldespáticos (tamaño de 2 o 3 mm.), intercalados con hojitas muy finas de biotita y pequeños granos de sustancia ferruginosa. Otras partes rocosas se asemejan a una aplita gneisica (**90, 92**), otras son "inquietas" por la distribución despareja de la biotita y de productos blanquecinos, lo que es bien comparable con el "gneis dioritoide" reproducido por PASTORE, 1932, lám. I. En las pgs. 20 - 21 ya se habló de tipos parecidos.

El material de aspecto plutónico proveniente de las grandes canteras de Capurro (**136, 137**; compárese la "diorita cuarzosa biotítica" de PASTORE, 1932, lám. VI) y de la calle Santander (**140**), por estar muy fracturado no permite la extracción de bloques. La edificación llega hasta las inmediaciones de las canteras e impide el estudio de las relaciones "granito"-gneisicas. Llama la atención que el primero casi carece de inyecciones aplíticas, lo que contrasta mucho con su abundancia en el gneis incomparablemente más común en la región estudiada (ver el inciso 4 del resumen). En las canteras se puede observar un fenómeno conocido de otras regiones análogas, a saber, el acompañamiento del material macizo por otro de textura en mayor o menor grado paralela.

Permítaseme en este lugar llamar la atención sobre ciertos plutonitos de la región de Nico Pérez, de pronunciada diferenciación similar. De ellos se habló ya antes (WILLMANN, 1915; WALTHER, 1919, y MAC MILLAN, 1932). Estaban bien expuestos, hace 30-35 años, a lo largo de las líneas férreas recién construídas, y las hermosas muestras recogidas por FLOSSDORF ("*Flo*", ver al final) sirvieron a WILLMANN en su tesis. Las muestras correspondientes se hallan en las colecciones de Montevideo (la perteneciente a la Fac. de Agronomía fué obsequiada en 1908 por el Dr. ALEJANDRO GALLINAL), La Plata, Munich y Berlín.

Una reproducción hecha por GUILLEMAIN (1911) fué copiada por WILLMANN. En ella, el granito arcaico con su séquito está acompañado por "micaesquisto". Observa el autor últimamente nombrado, que "estos granitos... presentan todos los estados intermedios entre las modificaciones gneisoideas y el micaesquisto". Este, al igual de nuestras biotititas, figura como producto de diferenciación perteneciente a un metamorfito par-

cialmente plutonizado (*NP* **4**). En esta roca la biotita se halla en intercrecimiento con anfíbol verde azulado, acompañado de cuantiosa titanita (WILLMANN l. c.: 21). Conforme con lo dicho escribe este autor que en la "zona marginal del granito ("con aspecto diferenciado") se encuentran partes durbaquíticas". En efecto, notamos la combinación de complejos constituídos principalmente de biotita (*Flo 214a*), con otros de concentración feldespática (plagioclasa, micropertita y microclina en *NP* **1**), formando "schlieren" desflecadas de orientación más o menos pareja. Encontramos, pues, la diorita bandeada por desmiscibilización. Ciertas intercalaciones de granito esferoidal-concéntrico (WALTHER, 1919:49; gneis de "pillow structure", MAC MILLAN) abogan a favor de lo dicho (v. WOLFF, 1932: 112). De acuerdo con lo observado en Montevideo, el granito porfídico de Nico Pérez está en íntima relación con gneises y concentraciones mafíticas. Es difícil separar estos complejos de gneises de ojo y filamentosos (*NP* **3**, *Flo 218, fl*) que, por intermedio de gneises bandeados y esquistosos, pasan a esquistos gneisico-cloríticos (según observaciones efectuadas en 1911, 1916 y 1934).

El conjunto altamente variable y muy inyectado por aplitas y pegmatitas fué perforado por lamprófidos criptalcaliníticos más modernos (WILLMANN. WALTHER, 1919, lám. 6, fig. 14; *NP* **5** y **6**). Ver la nota 9. No puede decirse aún si es posible separar, con MAC MILLAN (1932), un gneis pegmatítico ([26]). FRENGUELLI (1930) compara el ortogneis de Nico Pérez al paragneis en camadas de Piscoyacú (sierras Pampeanas), lo que es inadmisible.

b. El acompañamiento filiforme leucocrático de las dos generaciones magmáticas.

A simple vista es imposible clasificar el vasto material de tonos preferentemente claros, inyectado tanto en el complejo metabasito-gneisico como filito-cuarcítico, invaginado (nota 11), tratándose pues aquí solamente de una sinopsis. Y si bien en algunos casos es posible indicar la edad postalgonquiana de la inyección, escasean todavía los datos microscópicos para caracterizar su constitución y distinguirla de los filones más antiguos. La naturaleza múltiple y ambigua de los filones se exterioriza por un hábito 1) semiplutónico, p. ej., en **4a**, y semigneisico en **63**, debido a un contenido de biotita, que se destaca a simple vista y aun llega a ser considerable. El N.° **63** tiene una potencia superior a la observada en las rocas típicamente filoniformes (3 m. como maximum) dentro de los hospedadores anfibolítico en la isla del Bizcochero y gneisico en la playa de los Ingleses, **112**; 2) seudoplutónico, por un contenido de biotita migmatítica, asimilada del hospedador por filones de reducida potencia — 5 cm. en **109**, inferior a un metro

en **53, 61** y **83** —; 3) cuarcítico — **59, 71** y **110** — no definibles a simple vista y 4) parecido a diferenciaciones félsicas del esquisto anfibólico (lám. 3, fig. 9, y VIII, fig. 31). Sucede finalmente 5) que la multitud de los filones que acompañan al plutonito antiguo y representan su facies marginal, consiste tanto en esquizolitos como en pórfidos plutónicos granofídicos en sentido lato, los que naturalmente están ligados con las aplitas por productos intermediarios.

Entre los componentes destacados a simple vista, fuera de cuarzo y biotita a menudo se presenta un feldespato encarnado, en filones parcialmente explotables, mientras que la mica blanca aparece por excepción (ver **108**, pg. 21). Abunda en el ya mencionado **63** y también en vetas aplíticas de un espesor no mayor de 5-10 cm. (**80**) en el micaesquisto **86**. El granate común en las aplitas de otras regiones, se halla en ciertos filones de una potencia en parte inferior a 10 cm., de coloración blancuzca y superficie débilmente abultada (**38**), interpuestos concordantemente en el metabasito de los alrededores del Cerrito, y además, en primera línea, en vetas cuarzosas del espesor de un dedo. Semejantes vetas granatíferas (*Ern*), cuyo yacimiento no conozco de vista, fueron descritas por FRANK (1911). En su sentir, los cristales bien formados, de coloración pardo-rojiza clara y de un tamaño alcanzando hasta 9 mm. (¿espesartina?), corresponden a un mineral desconocido, perteneciente al grupo del anfíbol, al que denominó "ernita". Al estudiar una muestra enviada por mí al profesor HIMMEL ([27]), de Heidelberg, éste reconoció su correspondencia al granate. — Finalmente hay que mencionar la fluorita que en los filones **59** y **71** ([28]), ya mencionados, produce una impregnación azulino-violeta. Se limita a la vecindad de las fisuras.

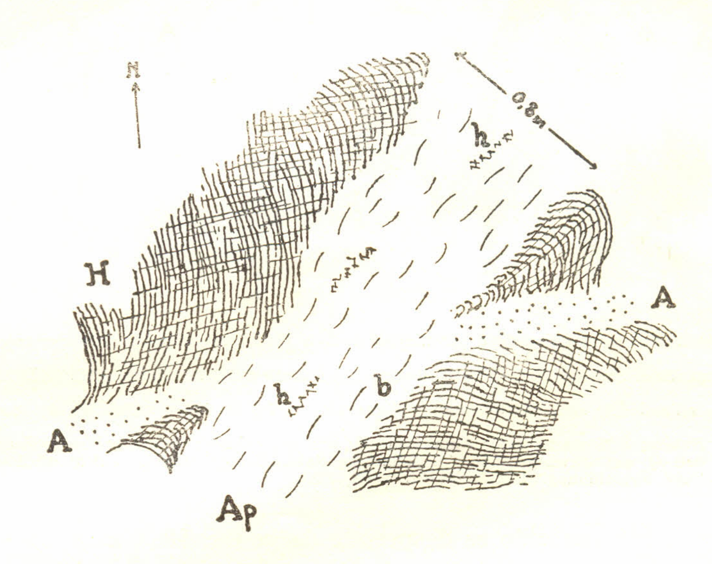
Al pasar a describir los yacimientos en detalle, empezamos por la granodiorita aplítica **4a** de la Tablada (nota 16). Varios filones de rumbo septentrional y de una potencia aproximada de 1 m., son de un material macizo, gris claro, llevando numerosas hojitas biotíticas (que alcanzan hasta 5 mm. de tamaño). A menudo están circundadas de feldespato blancuzco, lo que les imprime una estructura porfídica. En la cantera vecina, que es más antigua y de material rojizo, aplítico (**4**, *2/54*), la biotita muestra hojitas, acumulándose a veces migmatíticamente en forma de bandas de 3-4 mm. de espesor, las que rellenan fracturas de la roca paralelas a la salbanda del filón. Ejemplo instructivo de tal asimilación biotítica es la roca *1/40* = **74a**. Cruza casi con ángulo de 90° al gneis plagioclásico **74** de esquistosidad aproximadamente EW., y ha sido biotitizada, formándose una zona marginal, migmatítica, gneisoidea, de 3-4 cm. de ancho (aporte neumatolítico) con el concurso de fuerzas mecánicas ([29]).

También en **50** se observa una gneisificación marginal secundaria, pero aquí el mineral micáceo consiste en hornblenda resorbida del ambiente

anfibolítico, y biotitizada. Dicha inyección se observó en 1909 en una extensión de pocos metros. Su débil esquistosidad manifestada en la vecindad de la salbanda, va acompañada de hojitas biotíticas cuya cantidad y tamaño crecen en dirección al punto de contacto.

Las ya mencionadas inyecciones **53, 61, 63** y **83** son de estructura blástica pronunciada. El afloramiento del primer material hoy día no existe más. Estaba expuesto a una distancia de 2 a 3 metros y consistía en un gneis esquistoso, blancuzco, y un hospedador igualmente gneisico, pero más oscuro y de textura menos plana. La delimitación entre ambos productos era pues poco nítida, teniendo el de menor edad un contorno lateral irregular y una potencia máxima de 80 cm., parecido a una "schliere". Este carácter se notaba especialmente en **83**, afloramiento también desaparecido (inyección oscura por sustancia grafitoidea y numerosas hojitas de biotita, resorbidas del esquisto encajonante, con hornblenda biotitizada).

Contrariamente a este yacimiento, el N.° **61** proviene de un paraje bien accesible todavía y muy interesante. Allí, el metabasito represado (**60, 62**) está recorrido en distintas direcciones por numerosos filones aplítico-cuarzosos poco potentes y también por otra clase de filones leucocráticos, más potentes (Ap en la fig. 4). Su estructura es pronunciadamente gneisica, y



ig. 4. Anfibolita plegadiza (H; **60**) con inyecciones aplíticas (A: preferentemente discordante y Ap: concordante, sinsinemático y gneisificado; b = biotita) y hornblenda resorbida (h). — Montevideo (**61**). — Pgs. 27, 63, 98, 106, 125 e inciso 10 del resumen.

Gestauter Amphibolit (H) mit älterem (A) und jüngerem synkinematischen Aplit (Ap), gneisifiziert und mit Biotit (b) nebst resorbierter Hornblende (h).

su edad menor que la de la aplita "normal" se confirma por las observaciones hechas en la vecina isla del Bizcochero. Aquí afloran ciertos filones que son aplíticos en sus áreas más antiguas, marginales, y gneisicos en el centro (Ap). Deducimos de la existencia de enclaves "A" en "Ap", que el último producto, más moderno, ha tenido un considerable poder resorbente.

El asomo correspondiente a la próxima figura no existe más. Estaba situado en el cruce de la cañada del Cerro (30) con la calle j (lám. 1). Aquí, la relación cronológica entre la inyección y su hospedador se demostró por una leve cristalización colectiva en el contacto, pero la inyección no fué

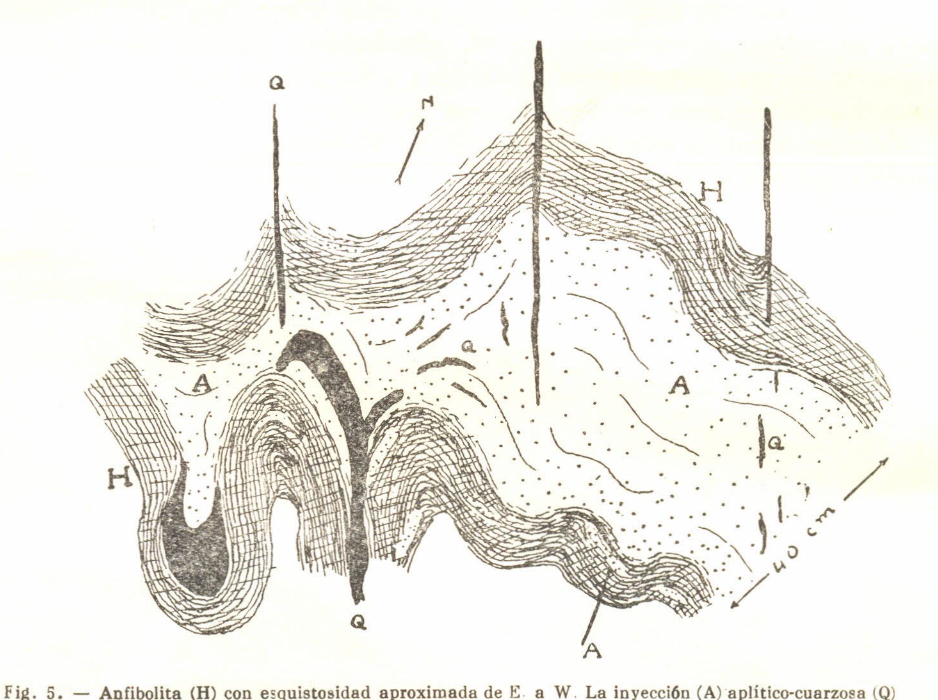


Fig. 5. — **Anfibolita (H) con esquistosidad aproximada de E. a W. La inyección (A) aplítico-cuarzosa (Q) sigue superficies de reducida resistencia, despegando y desplegando al esquisto (SCHILLER, 1930a, fig 7) y rellenándolo simultáneamente. — Montevideo — Pg. 28, 125 e inciso 10, del resumen**

Nahezu E-W geschieferter Amphibolit (H), aplitisch injiziert (A) mit quarzigen Nachschüben (Q) auf Schwächezonen. "Gleichzeitige Raumöffnung" (durch Schichtaufblätterung) "und Raumfüllung" (DRESCHER-KADEN, 1936).

gneisificada. Algo parecido se desprende de la fig. 10, lám. 4 (ver nota 9 y WALTHER, 1911:95 y 1911:48), donde, si bien la inyección leucocrática prefiere los planos de resistencia reducida, no rellena oquedades tectónicas eventuales, como lo ha hecho en el caso reproducido en la fig. 4. Así no puede sorprender que en la fig. 6 sea sincinemático el A y no el Ap. El último, en **72**, a simple vista del corte transversal (granos de cuarzo y qui-

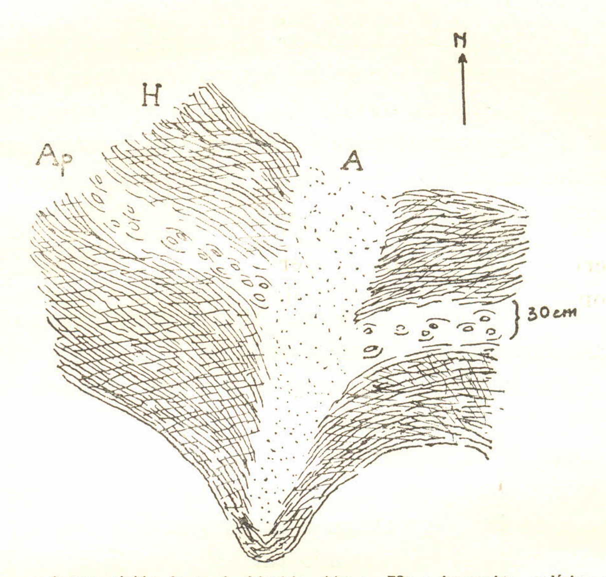


Fig. 6. — Anfibolita con interposición de gneis biotítico (Ap = 72) e inyección aplítica sincinemática (A). — Montevideo — Pgs. 28, 65, 92 y 125.

Amphibolit mit biotitgneisiger Einschaltung (Ap) und aplitischer synkinematischer Injektion.

zás de feldespato, tamaño de casi 3 mm., en textura filamentosa con las dos micas), hace pensar en una porfirita gneisificada. El A y el Ap. son, pues, aproximadamente sincrónicos. Y hay que ver si existen otros caracteres diferenciales entre los filones ''arcaicos'' y más modernos.

Volvemos al final de este capítulo a la potente inyección N.° **63**, caracterizada por su contenido de biotita y abundante muscovita. Nuevamente se ve que los afloramientos han desmerecido mucho en los 30 años transcurridos. Pues en una manzana anteriormente no edificada, se destacaba del limo una isla cristalina cuyos bordes consistían en anfibolita de rumbo ENE. (**65**), mientras que su interior en parte estaba ocupado, sea por una aplita (*Oap*), sea por un gneis de una potencia mayor de 20 m. (**63**). Presenta inyección pegmatítico-cuarzosa. Mientras que este gneis es visible todavía hoy (p. ej., en la vecindad de un viejo aljibe), se ha edificado sobre las partes centrales de dicha isla. Estaban ocupadas por una cuarcita (**64**, ver la parte IV), cuyos últimos apéndices penetran en el gneis. La gneisificación probablemente iba ligada a un fuerte movimiento del interior de la roca, la que está amasada con el esquisto aprisionante.

c. Pegmatita.

Según lo dicho en la pg. 25, disponemos de algunos datos que permiten caracterizar la pegmatita que ha metamorfoseado la filita algonquiana,

invaginada en el esquisto hornbléndico del dique Nacional (ver más adelante en IV, 5 ([31]), y separarla de los equivalentes más antiguos. El paraje, muy lavado por la marea, revela dos filones aplito-pegmatíticos distantes entre sí 30 m., aproximadamente. Están interpuestos concordantemente en los esquistos cristalinos de rumbo EW. y buzamiento vertical. Por estar parcialmente cubiertos de limo, no es posible indicar la potencia del filón más grande (a), pero debe exceder los 10 m. Su material (*4/19*, *6/19*, **8*a** y *7/27*) en parte grafofídico incluye turmalina negra ([32]) en prismas triangulares de un largo hasta de 4 cm. Al aumentar el tamaño de los componentes cuarzo-feldespáticos, la mica verdoso amarillenta retrocede (**8*a**). Constituye interposiciones de 1-2 mm. de espesor, compuestas de mineral finamente foliáceo, las que raras veces se prolongan más de 10 cm. y caracterizan las áreas de la estructura referida donde el cuarzo acusa cierta individualización por formar tallos finos en medio de un ambiente feldespático. La tendencia de las pegmatitas a la monomineralización (suplantación de los demás componentes) es revelada también por la mica. En las mencionadas interposiciones, pues, que atraviesan la roca en cualquier sentido, el tamaño de las hojitas al formar pequeñas acumulaciones, crece a veces hasta más de un cm^2. En otros sitios se concentran los cristales al constituir manojos de hojas que irradian divergentemente alcanzando más de 5 cm. de altura.

El filón meridional, paralelo (b; *9/19*), de apenas un metro de potencia muy variable, está separado de a por el micaesquisto **86**, inyectado por él con apófisis ptigmáticas.

La granodiorita aplítica **4a** (pg. 25) está atravesada por la pegmatita y la misma suerte corre la esmaragditita **5** con respecto a un filón muy variable en potencia, alcanzando hasta 1, 5 m. (π). Se compone de feldespato encarnado con abultadas vetas de cuarzo, evidentemente de menor edad. Esta definición halla expresión instructiva en ciertos filones pegmatíticos (**8***) en el granito aplítico **4**. Poseen una potencia no mayor de 10 cm., cuyas tres cuartas partes corresponden a las dos salbandas "eutécticas" y el resto a emanaciones posteriores. Esto habla a favor de la naturaleza metasomática del granito gráfico (DRESCHER-KADEN, 1936: 296). Tenemos aquí el conocido éxodo hidrotermal de la actividad neumatolítica, posterior al depósito de la biotita dentro de fracturas (pg. 26). Semejantes formaciones han agregado a las aplitas **109** y **110** salbandas secundarias de pocos milímetros de espesor ([32a]). Potentes inyecciones **antiguas**, biotito-pegmatíticas (**8*b**) se hallan en la vecindad (lám. 2, fig. 5). La biotitita, esquistosa en sentido casi perpendicular a la avenida, está flanqueada por las inyecciones características irregulares. Ya desde lejos se destacan las enormes hojas de lepidomelano, formando en parte bandas

extensas de 2 o 3 cm. de anchura y de un largo 10 veces mayor o más. Parece que el arreglo de estos productos coincide con la orientación de arriba-abajo, vale decir, con el buzamiento de la esquistosidad ([33]). Véase la fig. 11, lám. 4.

A la misma minerogénesis neumatolítica, tectónicamente diseñada y prolongada, corresponde la descripción de SCHARIZER (cita de HINTZE, 1897:557), quien habla de un granito pegmatítico de Bohemia, con cristales de lepidomelano, poco definidos ("undeutlich"). Muestran una prolongación unilateral, presentando bandas de 1 cm. de ancho y hasta 10 cm. de longitud.

Una pegmatita con cristales de muscovita, en parte mucho mayores que la palma de una mano (*58*), se explota en la carretera de Montevideo a Sauce (ver la carta Pando en 1 : 50.000).

d. Pórfido filamentoso (*Flaserporphyr*), gneisico y cuarcítico.

Es difícil clasificar megascópicamente ciertos metamorfitos generalmente de tonos claros, que no son raros en los alrededores de Montevideo. Todos muestran estructura "porfídica" (porfidoblástica). El material (**40-43**), siempre incluído en el esquisto hornbléndico (**12, 15, 23** y **28**), tiene potencia considerable, lo que permitió su explotación (lám. 4, fig. 12). Ella, hoy día, está enteramente abandonada; hay gran escasez de afloramientos, lo que dificulta mucho el estudio ([34]). Desorienta en primer término la aparición simultánea de gneises sericíticos de esquistosidad plana y fácilmente hendibles (**40**), y de otros de grano fino con textura filamentoso-talliforme. Dicho contraste aparente aumenta por el hábito de la biotita. Mientras que en **40** las hojitas muy finas del mineral constituyen, pues, en la superifice del esquisto manchas ovaloides (vale decir, lentes muy delgadas), de extensión longitudinal generalmente inferior a 1 cm., la mica negra en **42** (ver también *4/5*), material de aspecto xilogneisoideo (*holzgneisartig*), forma tallos alargados hasta de 3 cm. y más.

Ejemplos del porfiroide se encontraron anteriormente en la vecindad del puente Silva (Ao. Miguelete) y de allí hasta el camino Propios ([35]). En el lecho de dicho arroyo el gneis, por medio de prolongaciones digitiformes, va íntimamente unido a filita más moderna (**82**) y a un esquisto rico en carbonato (**39**). Este último, como se demostrará más adelante, está en relación con el esquisto hornbléndico, común en el paraje (p. ej., en el lecho del mismo arroyo aguas abajo en el puente de las Duranas). La mayor edad del último metamorfito se revela en un punto donde ha sufrido metamórfosis de contacto de 20 cm. de extensión (aumento de tamaño de los tallos hornbléndicos).

Interposiciones cuarcíticas de los gneises **40-43** se utilizaron antes para lozas de vereda (camino Larrañaga).

VI. Esquistos post "arcaicos" (pg. 9)

En los siguientes lugares en los alrededores de Montevideo, se hallan hemimetamorfitos involucrados concordantemente entre los antiguos gneines y metabasitos:

1) En los arroyos Casavalle y Miguelete (nota 11).
2) En la isla del Bizcochero (lám. 1; WALTHER, 1919:166 y LLAMBIAS DE OLIVAR, 1921).
3) Entre las calles p y q de la "Villa del Cerro" (lám. 1 y WALTHER, l.c.: 21 y 27, lám. 14).
4) En la playa al NW. y NE. del dique Nacional.
5) En la mina de manganeso "San Mateo" (carta La Unión en 1:50.000 y nota 11).

1. Llamóse la atención sobre el contenido de C en muchos de los esquistos cuarcítico-filíticos del país, a menudo acompañados de carbonato ([36]). Cantidades de esta sustancia se hallan contaminadas en el esquisto anfibólico **39**, adyacente a la filita **82** (pg. 31). De semejante migmatización se deriva quizás el contenido no muy raro de grafitoide en el metabasito y sus inyecciones (ver **83**, pg. 27).

2. El estudio de este yacimiento, interesante pero desgraciadamente de muy reducida extensión, se ve dificultado porque el autor nombrado en segundo lugar, extinto Director del Instituto de Geología y Perforaciones de Montevideo, no dejó **comprobante alguno** de sus datos, a lo que se agrega el hecho de que la pequeña isla está cubierta actualmente en parte por el escombro originado por la explotación de la sustancia metalífera. Los trabajos de la mina "La Adelaida" iban dirigidos en primera línea a la construcción de un pozo en la anfibolita de rumbo NNW. (pg. 21), obra que, a 30 m. de profundidad, se vió obstaculizada por infiltraciones de agua. También algunas galerías y cortadas se practicaron en conexión con el pozo. A poca distancia de él fué alcanzada la cuarcita (**88**) que, hacia el W., acompaña concordantemente la anfibolita con el mismo buzamiento pronunciado hacia el W. (lám. 5, fig. 13).

La potencia de la cuarcita es muy variable, alcanzando su maximum con 20 m. Alterna con interposiciones anfibolíticas de poca extensión, que dominan el borde occidental de la isla. Tanto aquí como en el lado oriental, la cuarcita inyectada por la aplita moderna a veces está muy alterada

tectónicamente. Hacia el E. contacta con el gneis plagioclásico **74** que, al igual de la anfibolita, está atravesado por la aplita que acompaña al gneis magmatizado (**72** y **74a**). Interesa: a) la unión particular, a veces íntima, de la anfibolita con la cuarcita (WALTHER, 1919:166), y b) la aparición, en la anfibolita (**87**) adyacente a la cuarcita, de cristales de granate, rojos, de un tamaño hasta de 0,5 cm. Dicho mineral no ha sido comprobado, ni siquiera al microscopio, en ninguna de nuestras muestras, excepto en el metabasito que encajona la invaginación N.° 4 (ver el corte reproducido en el anexo al capítulo C. c.). Este proceso, pues, está caracterizado por el granate cuyo contenido en Mg proviene de la hornblenda "movilizada" (BACKLUND, 1936).

En el límite de los dos metamorfitos ([37]) se destaca el yacimiento metalífero mencionado. Muy variable en espesor, alcanza, según LLAMBIAS DE OLIVAR, una potencia máxima de 6 m. En la misma cuarcita se halla una interposición concordante y acompañada por "micaesquisto hematítico" manganesífero. Los minerales de Mn son: pirolusita con poca braunita, psilomelana y rodonita, mientras que en la ganga arcillosa, de vez en cuando cuarzosa, fueron observados: tremolita, yeso, pirita, baritina y fluorina (ver la pg. 26). En 21 análisis se verificó un contenido promedial de Mn correspondiente a 17 % y además, la presencia de As, Sb y Co.

Con R. C. SHARP, el mencionado autor atribuye el yacimiento en cuestión al tipo de la serie Gondítica ([38]) (gondite series de LEIGH FERMOR), refiriéndose al hallazgo (no descrito especialmente) de rodonita y de espesartina "asociada a micaesquisto, cuarcita, gneis y anfibolita". "Las condiciones del yacimiento llevan a la conclusión de que el manganeso ha venido en soluciones ácidas cargadas de sílice", las que figuran como "segmentaciones" del cercano granito. Debido al carácter singenético de dicho tipo, el autor supone que el gneis y la anfibolita concomitante sean sedimentógenos. Desconoció la vecindad de una roca filoniforme más moderna (c en la lám. 1 y WALTHER, 1919, lám. 14), y ni él ni yo reconocimos la naturaleza del "micaesquisto hematítico" (*1/25*) ([38a]). Es una itabirita perteneciente al hemimetamorfito B I (pg. 12) y comparable a ciertos esquistos del depto. de Minas (*S. L.* **1-3**, WALTHER, 1919:167).

3. También esta interposición cuarcítica jironiforme en el metabasito fué descrita anteriormente como sincrónica con el último producto. Tiene rumbo NE. y su contorno está muy desgarrado en este sentido. Por su contenido en grafitoide dió lugar a especulaciones sobre el hallazgo de carbón (**64** y *3/39*), análogamente al esquisto del Ao. Casavalle. El intercambio de fibras no sólo entre la interposición y el metabasito, sino también entre ella y una aplita gneisica más moderna (**63**, pg. 29), que aparentemente inyecta la cuarcita, sugiere primero que la cuarcita sea de mayor edad

que el neumatolito perteneciente a la granodiorita. Hablan a favor de esta idea las supuestas inclusiones "cocidas" de cuarcita blanca sacaroidea (**107**) dentro de **63.** Si bien el estudio detenido muestra que no son sino componentes de intrusiones pegmatíticas, empobrecidas, la edad postarcaica de la cuarcita recién quedaría descartada después de conocer el carácter petrográfico del neumatolito-hidrotermalito. Observaciones en la falda meridional del Cerro llaman la atención sobre ciertas inclusiones cuarcíticas concordantes con el rumbo WSW. del esquisto hornbléndico y en parte probablemente sincrónicas (**54,** ver el capítulo C.I.b.). Así, en 1909 existía un asomo de 2-3 m. de diámetro máximo (*2/27*), siendo imposible en 1947 reencontrarlo, como tampoco otros afloramientos vecinos de menor extensión, debido al aumento de la vegetación y edificación. En cambio, hay material suelto en varios lugares.

Antes de incluir la totalidad de estas cuarcitas en la categoría de las invaginaciones algonquianas, es pues necesario ampliar el estudio de los esquistos anfibólicos del país.

4. Ver la nota 31. El material encajonante de la invaginación con rumbo E.-W., se encuentra, cubierto por el limo, en el costado septentrional y además en el meridional, es decir, entre el filón b (pg. 30) y la costa (**56, 57** y **77-79**). La intensidad del metamorfismo varía, observándose textura plano-paralela hasta lenticular. El tamaño de los granates y de las hojas de muscovita (la que acompaña la biotita más antigua), crece en la vecindad de la inyección (WALTHER, 1919:28). Su acción metamórfica queda ilustrada por la existencia cercana ("q" en la lám. 1, al NE. del dique Nacional) de una intercalación filítica (*fr*) que no ha sufrido transformación. El profesor O. GARAVAGNO me mostró el yacimiento de una potencia no mayor de 3 metros (38b).

5. El último de los yacimientos en cuestión despierta interés por ser aquí segura la edad algonquiana de la cuarcita situada dentro de un marco "arcaico". Esto facilita la interpretación de las relaciones cronológicas en la isla de la desembocadura del Ao. Pantanoso. Estudiaremos ahora un yacimiento cuya invaginación no fué honda. Esto se demuestra por la emersión de un componente del marco antiguo, en medio del esquisto semimetamórfico, involucrado. Se trata de la anfibolita gábbrica **138-139**, que asoma a pocos pasos de la "mina" ("A" en la plancha 7 de LLAMBIAS DE OLIVAR, 1921). Hasta donde los afloramientos en la vecindad del arroyo permiten el estudio, se ve que la dirección de la cresta antigua coincide aproximadamente con el rumbo del esquisto invaginado (ver más adelante).

El paraje a bosquejar se encuentra a poca distancia de la carretera a Carrasco, a 1-2 km. al W. de la "cruz". El "granito" gneisico aparece en varias canteras próximas a la cañada mencionada y cerca de su intercepción con los caminos de Oncativa y Pavía. En el último punto el material

desmiscibilizado pasa parcialmente a biotitita (*bict*, ver pg. 21). Poco aguas abajo de la cantera situada en este punto, el curso de agua hasta ahora serpenteado, se orienta hacia el NE., o sea, concordantemente con la intercalación de esquisto más moderno. Siendo su extensión longitudinal de 1-1½ km. y su anchura hasta de 200 m., su borde NW. no llega a la prolongación nororiental del camino Pavía, en tanto que el contorno sudoccidental alcanza el cruce de la cañada con un camino que desciende a ella en zigzag.

Creo que GUILLEMAIN fué el primero que estudió el yacimiento manganesífero asociado a los esquistos. Un corte, al parecer levantado de prisa (1912, fig. 1), muestra el material tectónicamente muy alterado, entre sus contrafuertes del NW., "granítico" (a) y del SE., gneisico, separado por una falla. Cree el autor que la emanación de a está relacionada con el aprisionamiento del complejo de "filita-esquisto arcilloso noduloso-esquisto arcilloso" de edad supuesta devónica ([38c]). El "micaesquisto biotítico" de GUILLEMAIN, adyacente al granito a, no es sino el mencionado "*bict*". Dicho autor no habla de la cuarcita bandeada (íntimamente relacionada con el "esquisto arcilloso" negro) que encaja al yacimiento metálico, si bien describe los espejos (*Harnische*) grafíticos en la cuarcita.

LLAMBIAS DE OLIVAR y SHARP, en su interesante trabajo, clasifican los metamorfitos de edad más moderna como preferentemente filíticos y micaesquísticos. Dan una reproducción fotográfica del afloramiento concordante de un banco cuarcítico, de potencia inferior a un metro. Como minerales de Mn figuran polianita, pirolusita y wad. En dos análisis correspondientes a una interposición de más o menos 3 m. de potencia y de consistencia dura y maciza, de coloración gris acero, se verificó un contenido en Mn igual a 29 y 34 %, números redondos. El yacimiento no pertenece al tipo gondítico por carecer de granate y de rodonita (ver la parte C III). Aunque los autores no se expresan acerca del granito que flanquea el yacimiento, creen que lo "empujó hacia el E.". Parece que semejante edad reducida ha sido reproducida gráficamente en la lámina 7, donde el hemimetamorfito con su interposición metálica va acompañado en la región NE. de "cuarzo".

Según mis observaciones efectuadas en 1914, 1944 y 1946 (*1/55, 2/55, Comt 1-12* y **138**, **139**), los meta-sedimentos aprisionados, pegmatíticamente inyectados, revelan el mismo marcado cambio de composición y de blastesis, común del algonquiano. Por esto, a veces, ya en la misma muestra se nota que una filita grafítica se vuelve micacítica debido a ciertas interposiciones sericíticas exentas de C, de pocos mm. de espesor y de escasa extensión longitudinal, así como algo itabirítica por intercalaciones de hematita y, finalmente, cuarcítica a menudo grafíticamente bandeada a consecuencia del cuarzo aumentado tanto en cantidad como en el tamaño del grano. La ligera impregnación metálica ya se efectuó según s y, en cantidad

algo mayor, siguiendo ciertas fisuras. Algunos complejos oscuros de la cuarcita son muy macizos y en este material rígido la presión tectónica provocó un plegamiento abultado o contusiones y espejos, así como, finalmente, intercalaciones brechosas. Parece que semejantes zonas de menor resistencia se relacionan con la inyección pegmatítica, así como con una infiltración metálica algo mayor. Pero aún en aquellas partes donde dicha infiltración es máxima (en la mencionada roca de color gris acero), se hallan todavía restos del educto, de coloración clara, apenas influída por el grafitoide. En consecuencia vemos 1) que la cuarcita maciza, con partes de contorno indefinido color claro o grisáceo, no ha sufrido impregnación de Mn, y 2) que lo mismo vale para los referidos trozos brechosos de tono claro.

GUIMARÃES (1935:46) llamó la atención sobre las relaciones existentes entre el contenido en C de la cuarcita común en el Brasil (ver más adelante) y la impregnación manganesífera. Esta última, dicho en términos concisos, está en razón directa de la cantidad grafítica e inversa de la del Fe_2O_3 afín y asociado [39].

C.

RESULTADOS DE LA INVESTIGACIÓN MICROSCÓPICA

I. **Esquistos cristalinos pre-gneisicos.**

a. Metabasito.

Se entiende que no es fácil clasificar uniformemente según su composición el material recogido. Sería tarea de la investigación químico-mineralógica averiguar cuáles miembros pueden delimitarse en la serie comprendida entre el gneis plagioclaso-anfibólico y los esquistos anfibolítico-magnésico-silicatados (en el habla de GRUBENMANN). En la pg. 23 se ha tratado de explicar la variabilidad de nuestro metamorfito, derivándolo tanto de plutonitos diferenciados, como de productos piroclásticos. Desde ya parece probable su combinación con el material aeroclástico común, vale decir, psamítico (pg. 34). Al lado de esta interpretación geológico-petrográfica se mantiene la físico-química, al motivar el cambio alternante del contenido mineralógico por los "movimientos diferenciales en la superficie de los planos de la esquistosidad cristalina". Estas interpretaciones, refiriéndose al educto del material y su metamórfosis, inducen a tomarlo por **ajeno** a la roca contigua, pero DRESCHER-KADEN recuerda el muy común acompañamiento de las rocas ofiolíticas por esquistos gneisicos. Si podemos demostrar que nuestro gneis plagioclásico es "hospedófilo", tenemos que admitir la posibilidad de asimilaciones mutuas y definir el metabasito como **afín** a su húesped contiguo, de composición química parecida. Al ana-

lizar, pues, una interposición de la anfibolita, similar a gneis anfibólico, esto es, con abundante cuarzo primario y plagioclasa ácida en el tejido fundamental, hay que recordar que puede corresponder a una resorción gneisica o aplítica. Representantes de los tipos anfibolítico-ultrabásicos, si bien son reconocibles por los análisis químicos (cuya falta absoluta ya se ha deplorado), se hallan a menudo juntos en el mismo yacimiento y aun en la misma muestra rocosa. La cuestión se agrava por la insuficiencia de los afloramientos situados tierra adentro y cubiertos ampliamente por limo.

Lo antedicho es ilustrado por el material que cubre las cimas del Cerro y del Cerrito y fué delimitado como "hornblendesquisto" en WALTHER, 1919, lám 14. Según lo expresado en las pgs. 22 - 23 es imposible separar gráficamente el conjunto de la roca en el mapa.

Tampoco da resultado satisfactorio el clasificar nuestro material según su composición mineralógica, tipomorfa. Parece que falta olivina (nota 24), o sea, el indicio de la "facies metamórfica de alto grado" (ESKOLA) ([40]). En la pg. 23 se habló de la escasez del piroxeno (ver nota 43). La ilmenita presenta a menudo epigénesis del tipo "huevos de insecto". La facies metamórfica de grano mediano hasta bajo se documenta en nuestros esquistos por la descalcificación gradual de la plagioclasa (ver pg. 16), así como por la cloritización no rara de la hornblenda. Esto da origen a interposiciones de cloritoesquisto (*40 =2/11a*). Conformes con lo dicho son ciertas texturas de tipo bajo grado (lám. 3, fig. 6), y especialmente la frecuencia de relictos estructurales (lám. VI, fig. 18), mientras que la estructura poiquilodiablástica, tan común en el metabasito montevideano como en los gneises plagioclaso-hornbléndicos de otras regiones, figura como carácter "mesozonal".

Nuestra clasificación es, pues, de índole preferentemente geológica, esto es, cronológica (pgs. 22|23). Se encuentran relictos desde muy básicos hasta mesosilíceos. Describimos al principio dichos productos, dejando las rocas aprisionantes para después. Se hizo el ensayo de separar entre ellas dos grupos según caracteres estructurales que, en parte, se distinguen a simple vista en la muestra respectiva.

1. Material ultrabásico y básico.

a Esmaragditita - clorititita
y esquistos correspondientes.

Hay que comparar las rocas *Lo*, **5** y **67**, macizas, de color verdoso-negruzco, con la hornblendita de la pg. 14. A simple vista se destacan agregados de hojas cloríticas en medio de cristales de anfíbol fibroso, de orientación en mayor o menor grado arbitraria y del tamaño casi de una nuez

(5). Al microscopio, los dos minerales figuran como porfidoblastos en un tejido fundamental compuesto de pequeños individuos de anfíbol casi incoloro (tam. máx. 0,2 mm.). Hojas de clinocloro negruzco-verdes se derivan de la transformación de la hornblenda. Siguiendo en gran parte todavía a su exfoliación, la clorita de contorno arbitrario y poco anisótropa, se vuelve autónoma, con colores de interferencia más elevados. Así constituído, el mineral secundario pierde el paralelismo con las fibras del mineral primario. La uralitización de la dialaga original todavía no estaba terminada cuando empezó la cloritización de la hornblenda y la formación del tejido fundamental. Esto se demuestra allí donde el clinocloro está perforado por las inclusiones de la esmaragditita (fig. 7) (41). Sus cortes según c son ge-



Fig. 7. — Porfidoblasto de esmaragdita dialagogénea, marginalmente libre de inclusiones y casi incoloro (ver lám. VI, fig. 18). El clinocloro (clo) y cristalitos de hornblenda (h) toman parte en la composición del exiguo tejido fundamental. — Montevideo (5, $\perp$ s, 43 $\times$). — Pags. 14, 38, 41, 50 96 y 105.

Diallagogener Smaragdit, porphyroblastisch, randlich einschlussfrei und fast farblos (vergl. Taf. VI, Fig 18). Der bei der Uralitisierung gebildete Klinochlor (clo) nimmt zusammen mit kleinen Hornblendekristallen (h) Teil am Aufbau des spärlichen Grundgewebes.

neralmente de color azulado-verdoso y verde. Abundan las inclusiones de magnetita titanífera. Tienen contorno redondeado en cortes hornbléndicos incoloros y orientados según (100), pero finamente bastoniformes cuando

siguen su plano de simetría. La fibrosidad esmaragdítica del anfíbol ([42]) desaparece en el borde de muy distinta anchura, casi incoloro y libre de inclusiones, así como en manchas insuliformes en el interior del material. Aquí, la birrefringencia es algo mayor y el ángulo de extinción c: es hasta 7° superior (pg. 15).

Más maciza que dicha roca es la esmaragditita *Lo* y el **67**, temporalmente lavado por el agua de la bahía. Aquí, en la isla de Humphrey, se destaca la alternancia, orientada de W. a E., entre los metamorfitos anfibolo-cloríticos unicolores, es decir, exentos o escasos de tejido fundamental, y anfibolitas feldespáticas en mayor o menor grado jaspeadas, resistentes a la descomposición (**68-70**).

En **67**, el arreglo de los porfidoblastos esmaragdíticos, de un diámetro hasta de 4 mm., es arbitrario. La sustancia central gris verdosa ([43]) resalta bien sobre las partes marginales entre débilmente azuladas e incoloras, a veces separadas de la primera por límites cristalográficos definidos. Es de notar que el tono verde en un ambiente incoloro, se manifiesta también formando aureola pleocroica en torno a cristalitos de rutilo. Ya en la esmaragdita uralítica **5** se observó que dicho mineral sustituye las inclusiones oxídicas. Contrariamente a los cristales de hornblenda de la referida roca, los prismas de este mineral, en **67**, están alargados según el eje vertical en forma de cola y aplastados según b. En estos actos mecánicos el tejido fundamental no abundante y compuesto de anfíbol y clinocloro, figuró como lubricante. La composición mineralógica de **68** es un poco más compleja por la aparición no extensa de un engranaje cuarzo-plagioclásico interpuesto preferentemente en los ángulos formados entre los porfidoblastos.

Existen estrechas relaciones tanto entre las muestras **68-71** y el ortometamorfito **67**, como entre los tipos melanócratos **51** y **52** (el último estaba bien expuesto en 1937) y las anfibolitas gábbricas **85**, **106** y **114** (ver más adelante). En la fractura transversal a la esquistosidad, se nota su carácter filamentoso. Mirada con la lupa, la roca, de tono verde sucio y atravesada por interposiciones herrumbrosas, muestra en su superficie pequeñas jorobas o nódulos compuestos de cristalitos de hornblenda intensamente verdes y de arreglo arbitrario. Dichos elementos y su ambiente centellean por la presencia de numerosas hojitas de un mineral micáceo. Al microscopio se delata la naturaleza **blastomilonítica** de los nódulos chatos. Están conglobados 1) de cristales de muy distinto tamaño, pertenecientes a una hornblenda en parte incolora o con máculas verdosas, en parte bien verde, curva y desflecada; 2) de montones de hojitas clinoclóricas y 3) de granos aislados de una plagioclasa albítica. El lubricante clorítico es muy impuro por óxidos férricos. Una textura aún menos filamentosa se nota ya a simple vista en la vecina roca **51**, que sorprende por su coloración verdosa clara. Dichas propiedades se explican por la mezcla de las neoformaciones

blastomiloníticas aplastadas con el copioso tejido fundamental clorítico. Muy aisladamente se hallan también en esta roca cuarzo y feldespato Al acentuarse aun más la transformación de estructura y textura, resultan, provenientes de magmatitos, orto-epimetamorfitos (**102** y **36**). Sin embargo, su esquistosidad tan sólo por excepción es plana; en general es abultada, de modo que el material se utiliza sólo para edificios primitivos y cercos de piedra.

Ya en la nota 20 se habló del esquisto hornbléndico clorítico **102** (ver también *2/43* y *τ*), bien expuesto. Se hiende según camadas cloríticas de débil lustre y coloración verde negruzca. Corresponden a una textura apenas definible como lenticular. Si bien la estructura es heteroblástica, los individuos de la hornblenda han perdido su autonomía por reducción de su tamaño (raras veces mayor de 0,2 mm.), así como por su entretejimiento y amasamiento con finas fibras de clinocloro. De esta manera los porfidoblastos se transforman en tejido fundamental. Visto entre Nic. +, el mineral esmaragdítico constituye los centros bien coloreados de torbellinos marginales cloritizados. Mientras que dicha substancia empieza, pues, en **5** a enmascarar la hornblenda magmatogénea, en **102** ha obtenido la supremacía.

β. Anfibolita gabbrodiorítica.

El único miembro de nuestros metabasitos directamente comparable con la anfibolita piroxénica de Florida (pg. 14), es el N.° **3** con dialaga circundada y sustituída por hornblenda verde (ver el gneis de la pg. 18) y con plagioclasa básica, distinta del mineral que corresponde a la aplita inyectada. Entre las restantes rocas pertenecientes al grupo en cuestión, dos (**60** y **141**) tienen estructura de roca eruptiva, mientras que en la mayoría de los casos (**13, 16, 21, 22, 46, 62, 68-70, 85, 106, 114** y **138-139**) la procedendencia magmática sólo se deduce de la extensión horizontal limitada del material y de su carácter macizo (ver, p. ej., los buenos afloramientos de la isla de Humphrey). Las muestras **46** y **85** se encuentran a poca distancia una de la otra, así como de tipos ultrabásicos ([44]).

Ya en 1911 y 1911a (WALTHER) y en la pg. 23 se subrayó la importancia del meta-gabbro **3**, filoniforme, anteriormente bien expuesto y marginalmente transformado en sustancia incoherente de color rojo. La alteración de la plagioclasa original se desprende de los numerosos finos tallos de clinozoisita, fasciculares y bifurcados. Su extensión longitudinal es en algunos casos treinta y hasta cuarenta veces mayor que la transversal ([45]). Abunda la hornblenda en **60**, donde los cristalitos del mineral, no ordenados, apretados mutuamente, no forman un verdadero tejido. La roca proviene del instructivo yacimiento mencionado en la pg. 27. Individuos muy diminutos de cuarzo y feldespato aparecen entre los cristales de la hornblenda. Esta se caracteriza, lo que es muy raro en nuestros metabasitos, por la ausencia de una estructura a mencionar enseguida.

Distinto de **60** es el adyacente **62**: hornblenda regularizada (dispuesta) en atados (gavillas), con intercalación de algunos tallos de un tamaño hasta de 1,2 mm. y alternando con un tejido fundamental granoblástico de cuarzo y feldespato. La hornblenda no está en unión poiquilítica con el silicato claro (contrariamente a lo descrito en la fig. 3 del texto), pero presenta algunas áreas de estructura cribosa (hornblenda uralito-feldespática, ver nota 56), vale decir, el estado primitivo de la estructura diablástica muy común en nuestros metabasitos (ver más adelante).

A los representantes básicos del grupo en cuestión pertenecen las muestras **69** (pg. 39), **138-139** y **141** (ver nota 45). El primero con sus cristales de hornblenda de casi 0,5 cm. de tamaño, forma una interposición en las esmaragdititas, cuyo contorno es irregular y cuya potencia se eleva a poco más de un metro; acaba en punta hacia el E. En la imagen microscópica de los tres últimos tipos es digno de nota el cambio del quimismo hornbléndico que se exterioriza en el tono, que llega a ser casi incoloro, tal como fué descrito en las esmaragdititas.

Para constituir la mencionada estructura diablástica, hornblendo-plagioclásica, se necesitan naturalmente cantidades algo considerables de dicho feldespato y una unión íntima entre los dos minerales. A pesar, pues, de que en **69** existe un "tejido" fundamental que se destaca ya a simple vista, preferentemente en los intersticios de las esmaragditas deshilachadas así como deformadas y va acompañada de poco cuarzo, dicho "tejido" es más bien un pavimento, quiere decir, es granoblástico. La plagioclasa corresponde a mezclas tanto oligoclaso-andesínicas como labradoro-bitowníticas. De su albitización muy profusa resultan productos xenoblásticos de apariencia tumefacta. Sorprende el aspecto maculoso del mineral descalcificado, comparable a intercrecimientos micropertíticos (ver más adelante). A pesar de la pérdida de su contorno cristalográfico, dicho feldespato no intercrece con la hornblenda. Resulta, en cambio, que en el N.° **3** los dos minerales se unen poiquilíticamente.

La sinántesis aparece particularmente bien en el **21**, dioritogéneo, donde, si bien la plagioclasa labradoro-bitownítica es más abundante que la hornblenda y tiene brotes digiti y talliformes penetrantes en ésta, falta sin embargo la unión poiquilo**blástica** de los dos minerales.

La estructura diablástica está bien desarrollada en **13, 22, 46, 85, 114, 115, 106** y **138-139** (compárese la dialagogénesis de la hornblenda en la fig. 7 del texto con la fig. 18, lám. VI). Esta estructura cribosa con poros de contorno aproximadamente circular hasta alargado y de un diámetro entre 0,3 y 0,6 mm., a veces sólo contiene mínimas cantidades de mineral metálico y no está distribuída uniformemente en los cristales anfibólicos. Más bien prefiere ciertas áreas centrales o cualesquiera, a menudo muy reducidas y aisladas, las que a veces conservan restos de la fibrosidad esmaragdítica, tan manifiesta en la fig. 7 del texto.

Aunque en algunos casos el contorno cristalográfico de la plagioclasa (tamaño hasta 1,2 mm., maclas dobles o solamente según la ley de la albita, con pocas pero anchas laminillas correspondientes a mezclas labradóricas o aun más básicos, en **46**) puede ser reconocido a pesar de la albitización sufrida, sucede a menudo que dicho carácter ha desaparecido. El feldespato constituye entonces un relleno xenomorfo, unido con la hornblenda xenoblástica y cribosa. El interior débilmente rojizo de los poros (lám. VIII, fig. 28) está, pues, en comunicación con el feldespato del tejido fundamental y se destaca así la unión diablástica de los dos minerales ([46] y [47]). El conjunto correspondiente a una esmaragdita "de fina encrespadura marginal", silicato que "deja traslucir un fondo de albita u oligoclasa apenas definibles"... se asemeja mucho al de ciertos yacimientos de eclogita (WEINSCHENK, 1907, fig. 67, "estructura de implicación"). En todos nuestros metabasitos **la acidificación de la plagioclasa** primariamente básica **proviene de la feldespatización potásica del gneis plagioclásico** más moderno. El avance de la albitización repercute en la estructura de las rocas **85** y **106** (lám. VI, fig. 20 ([48]) y pg. 39). La imagen microscópica se parece a la del conocido "*flasergabbro*" (g. filamentoso) de Sajonia (de Penig, ver la col. KRANTZ), pero en nuestro caso no se trata de una "milonita cuarzo-feldespática".

El mencionado aspecto maculoso de la plagioclasa alterada se deriva del intercrecimiento de dos plagioclasas ácidas, distintas según su refracción y sus colores de interferencia. Vistos con aumento fuerte se distinguen innumerables individuos en parte irregularmente granulosos, en parte talloideo-fibrosos (lám. VI, fig. 21) y a menudo dispuestos en manojos. Tienen coloración secundaria débilmente rojiza, a veces verdosa (β. El carácter óptico de su zona es positivo, la refracción y la birrefringencia son más débiles que las correspondientes a sus alrededores ($n_\alpha > n_\beta$) Uno cree estar en presencia de "escobas de zoisita" o de "piedra de granzas" (*spreustein*), pero la lámina VI, fig. 22, enseña que no se trata sino del aludido aspecto "tumefacto" de la plagioclasa albitizada ([49]). Una laminilla de macla de aspecto reventado muestra ciertos elementos dispuestos a modo de mesenterio (*Gekröse*). Su interior, con las mismas máculas de la microfot. 19, está parcialmente envuelto por la mencionada sustancia débilmente rojiza. Su procedencia y la de sus alrededores se estudiarán en el próximo capítulo.

A primera vista ambos productos pueden confundirse con un conocido acompañante de la epigénesis plagioclásica. Ver al respecto la anfibolita **62** (lám. 3, fig. 9). Recién al revisar bien el preparado microscópico se notan en un tejido fundamental al parecer constituído exclusivamente de cuarzo, reducidas concentraciones intrincadas de un mineral en tallos y de granos muy finos. Tienen refracción considerable y colores de interferencia de tipo bajo y variable. Es de in-

terés aquí la separación de clinozoisita por haber provocado la prolongada neoformación del silicato. Está distribuído copiosamente por todas las partes de la roca, motivando la coloración amarillenta de sus regiones claras. Se presenta en forma de acumulaciones granosas, pero sobre todo de cristalitos alargados según b, indicadores de una relación entre largo y ancho, igual a 0,2:0,02 mm. El corte transversal de los cristales alargados según b es generalmente indefinido, pero por excepción hay casos que hacen recordar los cristalitos del tipo de la ortita, los que han sido identificados anteriormente en ciertos esquistos metamórficos de contacto (WALTHER, 1913, fig. 2). El epidoto no es común en nuestros metabasitos con excepción de algunos representantes mencionados en la nota 45. En **62**, la poca edad de las neoformaciones se desprende de su estructura cribosa con poros llenados por la plagioclasa albitizada β (pg. 42).

Entre los otros componentes encontrados en la anfibolita gabbrodiorítica mencionemos el acompañamiento de la hornblenda en **21** por biotita. Entre los minerales titánicos aparece en todas partes la ilmenita a veces junto con titanita y rutilo (el último, en **69**).

2. Anfibolita, en parte cloritoesquisto, aprisionantes

a. Nemato-diablástico ([50])

La variabilidad del metamorfito hornbléndico, monótono a simple vista, se comprueba tanto por el análisis químico como por el estudio microscópico. Así, la monotonía es debida a las propiedades texto - estructurales poco netas. Prevalecen la estructura homeoblástica y la textura imperfectamente paralela. Al reducirse en algo la cantidad de los cristales hornbléndicos, gana lentamente terreno un tejido fundamental con preferencia granoblástico (pavimento cuarzo-feldespático) y el material, a simple vista y bajo la lupa, aparece jaspeado (**23, 25, 27, 47**) ([51]). Se ha vuelto más blástico y no se encuentra más el componente piroxénico. Sin embargo, figurando como testigo de la dialagogénesis hornbléndica, aun en el esquisto muy transformado se mantiene en aislados agregados de gránulos metálicos junto con restos de la fibrosidad esmaragdítica. Domina ahora la hornblenda feldespato-uralítica, conforme con la estructura nombrada en el epígrafe. Al aumentar más la heteroblastesis, los cristales de la hornblenda ganan en tamaño, formando "fenocristales" a veces de contorno cristalográfico (**19**; WALTHER, 1919, lám. 8, fig. 12, ver también *5/1*). En el esquisto reproducido, esto es debido a una inyección aplítica de apenas 2 cm. de potencia, acompañada de una zona de metamórfosis con un ancho de 8-10 mm. (compárense los "filones cuarzosos eruptivos" de BAUMGÄRTEL, 1911)

En otros casos, los cortes de la hornblenda se caracterizan por una xenoblastesis pronunciada (esquisto de gavilla, lám. VIII, fig. 29), o se revelan como productos compuestos (blastomiloníticos, lám. VII, fig. 27). La

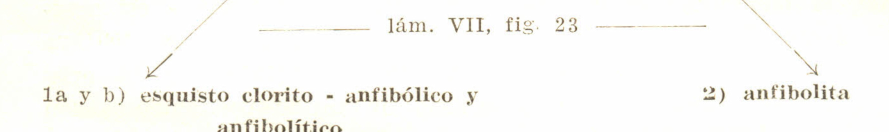
presencia de estructuras de transición, entrelazadas con variaciones texturales, complica el estudio microscópico.

El predominio monótono de la textura mencionada anteriormente, se mitiga en algunos casos por interposiciones de material algo diferente en su composición y estructura (**19**). Siendo de extensión reducida y siguiendo planos no paralelos, se comprende que sea bastante raro el hallazgo —por lo menos a simple vista— de textura bandeada (**128-133**, lám. 2, fig. 4 y nota 65a). Un caso de la falta de paralelismo, recién mencionada, se destaca en la lám. 5, fig. 14. Definimos la textura como no conforme con el paralelismo de un verdadero "esquisto" metamórfico.

Al caracterizar la variabilidad de nuestro metabasito, citamos la roca **19**. En ella la banda de

1) **roca anfibólica** (52 y 53)

puede compararse a las áreas hornblendíticas del tipo N.° I (pg. 14). En **19** se trata de un conjunto de pequeños cristales aproximadamente isométricos. Cantidades de polvo ferrítico delatan la naturaleza esmaragdítica. La esquistosidad empieza a demostrarse por la alternancia entre material relativamente grueso y fino, o por el cambio entre granos isométricos y otros con tendencia a formar tallos.



1a y b) **esquisto clorito - anfibólico y anfibolítico**

Aumento del grano de la hornblenda y del "polvo" (ilmenita). Cristales hornbléndicos adelantados en su hábito talliforme, penetran por algunos cristales del mismo mineral, aproximadamente isométricos. Presencia de reducidas cantidades de un tejido fundamental clorítico.

Copiosas cantidades de un tejido fundamental lepidoblástico con porfidoidioblastos hornbléndicos y plagioclásicos de aspecto ruinoso (WALTHER, 1919, lám. 8, fig. 18). Ver más adelante.

2) **anfibolita**

Entre un conjunto suelto de hornblenda (ver el inciso 1) se destaca un pavimento fundamental de plagioclasa y cuarzo (ver más adelante en **27** y **49**).

* Muestras **8, 19, 23, 25, 27, 37, 47, 49, 128-135.**

La anfibolita N.° **130** muestra cierta conexión entre su estructura y su textura. La primera representa "las relaciones espaciales entre los componentes, provocadas por el desarrollo tanto de su configuración como de su tamaño y dependientes de los procesos temporales de la minerogénesis" (GRUBENMANN-NIGGLI), la cual, en nuestro metabasito, estuvo expuesta a un metamorfismo de grado mediano hasta bajo. En el primero predominan, fuera de la diablástica (pg. 37), las estructuras homeo hasta porfidoblástica, de grano rocoso mediano hasta fino. La consecuencia del último es el conjunto estereométrico plano-paralelo en la roca citada (ver también **132**). Consiste en bandas de cuarzo granoblásticas con poco feldespato, y muchos cristales de ilmenita. Alternan con otras bandas distinguidas por la entrada de reducidas cantidades de actinolita. Disminuye la perfección textural en aquellas áreas de **130** donde, junto con la reducción del mineral metálico, aumenta notablemente el contenido feldespático. Aparecen "ojos" y "cejas" plagioclásicas, o sea, la textura lenticular, contraria al planoparalelismo del metabasito.

El estudio de la plagioclasa, por un lado, anuda las observaciones hechas en la anfibolita piroxénica y la hornblendita (pg. 14), y por el otro, amplifica lo dicho sobre las anfibolitas **13** y **22**. En **19-1b** los cristales plagioclásicos (tamaño máximo de sólo 0,14 mm., de estructura zonal y en parte compuestos de varios individuos) corresponden preferentemente (?) a mezclas oligoclásico-básicas (en **129**: $n < 1{,}54$). Los porfidoblastos se esconden en el tejido fundamental (lám. VII, fig. 24) y al entrar en contacto con los de la hornblenda, presentan intercrecimiento poiquilítico. En algunas plagioclasas de tamaño algo mayor pueden distinguirse zonas marginales ensambladas mutuamente. En parte contornean por completo el núcleo a veces idiomorfo y en parte consisten en fragmentos. La nitidez de las zonas y en algunos casos también de las láminas de macla se deriva de su sustitución por plagioclasa descalcificada en mayor o menor grado. De este modo, los fragmentos y ciertas zonas marginales son débilmente rojizos y de doble refracción más débil —**albita** (β) — en comparación con los intersticios de los fragmentos y zonas incoloras — oligoclasa albítica α, más antigua, pg. 44). El interior de los cristales está ocupado totalmente por el silicato más ácido o, en la mayoría de los casos, por una sinántesis maculosa de ambos productos secundarios. Ella, hacia el borde del cristal, puede destacarse del tercer representante epigenético (ribete de recurrencia básica — γ), o estar reemplazada por dicho producto de recalcificación (lám. VII, fig. 25).

Tanto en los cristales de la anfibolita **19-1b**, como en la oligoclasa de

la granodiorita, a menudo no es fácil distinguir las manchas polisintéticas originales de un cinteamiento fino provocado por la alternancia entre α y β. De este modo y contemplando la plagioclasa débilmente rojiza y de estructura zonal (borde inferior de la microf. 24), dudamos a primera vista de que la blastesis haya conservado la laminación del mineral, o de que ésta sea un producto epigenético. En realidad sucede lo último, como se destaca en la microfot. 26, lám. VII. Trátase de una **maclación póstuma,** es decir, de la alternancia de laminillas en mayor o menor grado descalcificadas. Se comprende la nitidez del proceso. La prueba de lo dicho se demostró en una porción de la misma roca, atravesada por bandas diaftoríticas. Forman un ángulo de 20 a 30° con las laminillas primarias de algunas plagioclasas vecinas. De las dos etapas de acidificación sólo la más avanzada, fibroide, es portadora de la albitización *sensu stricto* (ver GUIMARÃES, 1938:29).

En **19**, los cristales de apatita, no raros y parcialmente incluídos en la plagioclasa, exhiben una xenoblastesis comparable a la de dicho feldespato. La hornblenda actinolítica, a veces de estructura zonal, lleva fuera del (110) también el (101). Es característica la divisibilidad frecuente según (001) y además, según una cara que bisecciona el ángulo obtuso del prisma vertical (WALTHER, 1919, lám. 8, fig. 18). El ángulo de extinción en los cortes aproximadamente paralelos al plano de simetría, no es mayor que 10°, pero el pleocroísmo es manifiesto ($c > b > a$; verde azulado-verde-casi incoloro). La marcada fibrosidad según (100) favorece la cloritización. La resistencia relativamente reducida de los cristales flexibles a la ordenación (regulación) metamórfica (en comparación con la ejercida por individuos "rechonchos") conduce en el límite de las zonas 1a y b al "adelantamiento" de los individuos esbeltos. Se comprende que estos representantes de una **generación más moderna de la hornblenda** pueden figurar como "cejas" en estructuras lenticulares (pg. 45).

Movimientos diferenciales de la roca se revelan en el tejido fundamental ([54]) por el curso de bandas formadas por ilmenita esquelética, acompañada por titanita y finas agujas de rutilo. Atraviesan los cristales hornbléndicos eligiendo la línea de menor resistencia, p. ej., la divisibilidad según (100), o la exfoliación prismática pasando a veces de una dirección a la otra. Puede ser también que estas bandas "helicíticas" eviten el obstáculo y se arrollen en forma vortiginosa.

La sustitución del tejido fundamental lepidoblástico de **19**-1b por el granoblástico de plagioclasa y escaso cuarzo en **19**-2, hace cambiar las relaciones con la hornblenda. Al aumentar la cantidad de los cristales, pierde su idioblastesis formando un tejido en parte poco coherente, en parte denso (**23**, **25**, **27**).

Sus componentes, por su xenomorfismo absoluto y su estructura cribosa (ver más adelante en **27**) se reunen con la plagioclasa (pg. 44). En una roca de grano más grueso vemos con más claridad la sinántesis seudopertítica junto con poco cuarzo asomar por el tejido hornbléndico. Sirve de ejemplo la anfibolita **49** pegmatíticamente inyectada (lám. 4, fig. 10). Aquí, los límites entre las zonas 1 y 2 (en **19**) son tan netos que a la vista desarmada el corte transversal de la roca presenta textura bandeada. El mismo carácter se nota en algunas regiones de **47**, material que en su mayoría consiste sólo en cristales hornbléndicos muy ahorquillados y deshilachados. Tienen estructura zonal y están torcidos formando compactos haces, siendo difícil averiguar el tamaño de un cristal aislado. Debe alcanzar 2 mm., lo que difiere del valor general observado en nuestro material meso-epizonal. Existe también un conjunto microfilamentoso entre el mineral oscuro y el "pavimento". Si bien en mi material dichas texturas no tienen orientación paralela, supongo que exista en ciertas partes del metamorfito y de ahí el abandono de su explotación. Lo mismo sucedió con la roca filamentosa N.° **8**, fuertemente inyectada por aplita (pg. 43). Las prolongaciones caudiformes de los lentes hornbléndicos se confunden con el pavimiento fundamental acompañado por los cristales de ilmenita (lám VII, fig. 27).

En cortes aproximadamente $\perp \mathfrak{c}$ (roca **25**) fué posible definir la plagioclasa como perteneciente al labrador y a mezclas aun más básicas. De acuerdo con lo dicho en la pg. 42, la mencionada sinántesis rellena los poros de la hornblenda. El estudio de la anfibolita **27** confirma lo dicho (lám. VIII, fig. 28). Aquí, el centro (pg. 41) de un corte visto a débil aumento (lám. VI, fig. 18) aparece ocupado por fibras apretadas, pero no estrictamente paralelas al c del anfíbol. Las fibras están acompañadas por algunos granos de magnetita, mientras que en el borde del complejo dialagogéneo se destacan ciertas inclusiones redondeadas consistentes en una sustancia débilmente rojiza. A un aumento algo más fuerte, las "fibras" parecen compuestas del mismo producto, de muy débil birrefringencia. Están intercomunicadas en sentido transversal y aparentan estar estriadas por maclas. En fin, empleando aumento fuerte notamos que se trata del intercrecimiento de α y β. He aquí, pues, un nuevo ejemplo de la llamada **suplantación de la hornblenda por la seudopertita** (55). Casos análogos son los mencionados en **47** y **49**, e igualmente (aunque en menor perfección a causa de la finura del grano rocoso) en **23**, **25** y, finalmente, **19**-2, o sea, el material que motivó estas consideraciones. En todas estas muestras es fácil sobreestimar el contenido de cuarzo y creer estar en presencia de ortosa, errores conocidos en la literatura. La sinántesis en el tejido fundamental de **47** y en la fig. 21, lám. VI, constituye intercrecimientos radial-divergentes, mientras que en **49** se compone de pequeños conjuntos de estructura

zonal. Si bien alcanzan apenas el tamaño de 0,03 mm. y no poseen la regularidad de la microfot. 24, son, sin embargo, formaciones análogas.

Ahora sí nos damos cuenta de la composición del pavimiento fundamental en **19**, 1-2 (microfot. 23, a la izquierda arriba). Es difícil distinguir sus detalles tanto por el grano fino (tam. máx. 0,1 mm.), como por la coloración secundaria débilmente rojiza de la albita. Sutiles interposiciones de ésta bordean aislados granos de cuarzo y alternan con relictos de la plagioclasa secundaria *a*.

Recapitularemos nuestras observaciones sobre la metasomatosis "diplagipertítica" de la "uralita feldespática" (56):

1) Los componentes de la sinántesis están mutuamente mal delimitados (microfot. 19);
2) El componente ortoclasoide, albítico, ("β" en la pg. 42), formando tallos (microfot. 21), se destaca de sus alrededores de mayor edad y más básicos (α), incoloros (oligoclasa albítica);
3) La alternancia de los dos productos secundarios hace resaltar las laminillas de cristales plagioclásicos descalcificados (microfot. 26);
4) La sinántesis forma concrecimientos con recurrencias básicas (γ) metasomáticas (microfot. 25). Es sabido que tanto la acidificación secundaria como la recalcificación son consecuencias del cambio de las condiciones físicas;
5) Las sustancias epigenéticas intercrecen con el borde deshilachado del anfíbol (ver 1) y rellenan sus numerosos poros (microfot. 28 y fig. 3 del texto).

Poco queda por decir del contenido extra-anfibólico-feldespático-cuarzoso de las rocas. Es significativo el acompañamiento de la hornblenda, ya sea por biotita (**23, 37** — con b. procloritizada, presentando menudas esferolitas bien formadas) ya sea por un mineral clorítico (**19, 23, 27, 47** y **134, 135**). Todas estas rocas, pues, han sido influenciadas por procesos secundarios, bien de inyección porfirito-aplítico-cuarzosa, bien de presiones tectónicas. En este último sentido es de suponer que el clinocloro que en **47** acompaña la hornblenda facilitando su regulación, haya contribuído al abandono ya mencionado de la cantera. Pero en **134-35**, poiquilo-diablástico (WALTHER, 1919, lám. 7, fig. 15), la acción tectónica no ordenó sino perturbó la textura, provocando el fruncimiento del material. Esto probablemente se debe a interposiciones plásticas en la roca, compuestas únicamente de muchas hojas biotíticas, en menor grado cloritizadas. La biotita neoformada se inserta entre los planos de exfoliación de los cortes prismáticos de la hornblenda y se presenta en hojitas básicas casi isótropas que a veces incluyen un residuo del mineral primario. Este metabasito contaminado (aporte de K) contiene mucho cuarzo secundario.

Análogo a la aparición frecuente de ilmenita (**8**, **27** y especialmente **130, 132**), es el hallazgo de titanita, muy común en **25**, formando los "huevos de insecto". La apatita, descrita para **19**, presenta largos cristales aciculares (partes claras, libres de hornblenda en **49**).

* * Anfibolita de gavilla (**33**) y productos similares (**20, 24, 28, 30, 32, 34, 35, 55**).

LAURA HEZNER, al estudiar los miembros de la serie sedimentógena de Tremola (S. Gotardo), ya en 1909 llamó la atención sobre "el carácter meramente exterior del arreglo radiado de la hornblenda" en los esquistos de gavilla "de composición mineralógica y quimismo muy variables". Con respecto al último y por falta de análisis, no nos es posible hacer comparaciones con los datos suministrados por la autora suiza. Ella se refiere a varios esquistos con tejido fundamental tanto clorítico y sericítico, como cuarcítico. **"El quimismo de los últimos esquistos es muy parecido al de rocas cuarzodioríticas"**. En los granoblásticos, es verdad, "la mayor parte del material debe tener procedencia clástica". También nuestros productos se caracterizan sin duda por un "contenido relativamente alto de álcali", "predominando mucho el Na 0 unido a una cantidad pequeña de CaO". Y como en nuestros metamorfitos con su proporción muy variable de componentes pórfiro-granoblásticos (HEZNER l.c.: 163), es de esperar que dicha propiedad se repita en los valores de anhidrido silíceo, óxidos ferroso-férricos y magnesia, de modo que ciertas partes rocosas, consideradas puramente en su quimismo, corresponderían al gneis plagioclásico de GRUBENMANN (pg. 37). Debe tenerse en cuenta que, dada la naturaleza a menudo secundaria de los últimos dos grupos oxídicos, será difícil averiguar en nuestro caso si éstos "aumentan o decrecen en razón inversa al contenido en SiO_2".

Es seguro que nuestro único yacimiento de anfibolita de gavilla (**33**)— hoy día ya no visible— no admite comparación ni siquiera remota con las rocas alpinas que por su carácter particular y el tamaño de los tallos fibrosos de la hornblenda ([57]) atraen la atención ya del joven coleccionista ([58]). Sin embargo, el estudio del material uruguayo no carece de interés por mostrar un elemento relacionado con ciertos metamorfitos caracterizados por el "adelantamiento" ("Vorauseilen" de HEZNER, 1909: 212) de ciertos individuos hornbléndicos (pg. 46). Dada la monotonía de nuestros metabasitos, conviene utilizar este carácter en la clasificación del material.

Sirve de ejemplo la anfibolita clorítica **30**, megascópicamente poco esquistosa, bien accesible todavía. En secciones ⊥s se presentan dos categorías de hornblenda. La primera constituye un tejido en parte laxo, en parte denso,

compuesto de cortes predominantemente básicos, a veces idioblásticos. A menudo regularizados junto con el pavimento fundamental, están recorridos por tallos del mineral en cuestión. Llaman la atención por su tamaño que asciende hasta 0,5 mm. La orientación de estos tallos es arbitraria; su poca edad se destaca donde han desplazado hacia un costado la hornblenda regularizada. Las hojitas de clinocloro carecen de regulación y son de mayor edad que los tallos hornbléndicos. Su tendencia a "adelantarse" se manifiesta también en **28**, o sea, una roca bastante maciza y pesada por su riqueza en ilmenita. La transformación del producto (cf. **23**, pg. 48 y lám. 4, fig. 12), se demuestra al microscopio por la biotitización de la hornblenda (59). La regulación de sus grandes tallos y del pavimento fundamental, bien desarrollado en **28**, saltan más a la vista que en **23**.

De lo dicho ya se desprende la inconstancia y la frecuente falta de unión entre las condiciones estructuro-texturales y químicas, necesarias para la formación de las gavillas hornbléndicas o, por lo menos, de su pre-estadio, es decir, la hornblenda "adelantada" (60). Esto se ilustrará a continuación.

A la roca **35**, compuesta casi exclusivamente del mencionado mineral con muy reducida cantidad de tejido fundamental, ya se hizo referencia en las pgs. 44 y 45 al hablar de textura lenticular, no regularizada (o "alineada") (lám. 5, fig. 14). El N.° **24** sí tiene esquistosidad y algunos tallos hornbléndicos de un tamaño máximo de 3 mm., ya megascópicos en s, pero al microscopio se revelan gran escasez de tejido fundamental y falta de regulación de los porfidoblastos. Solamente por su tamaño superan a los elementos de más edad del tejido hornbléndico, de fibrosidad confusa. Contrariamente a estos caracteres, dicho mineral, en **32** y **55**, presenta buena regulación, acentuada en **55** por sustancia grafitoide. Pero esto no está secundado, o (en **20**) sólo lo está en grado imperfecto, por la diferencia existente entre el tamaño de los individuos del tejido hornbléndico (61) y el de los "adelantados". Y, finalmente, en la anfibolita clorítica **20**, de grano más grueso a causa del aflojamiento del tejido hornbléndico (62) notamos que junto con el aumento del pavimento fundamental se manifiesta bien dicha diferencia, siendo, sin embargo, la regulación de los tallos gruesos sólo aproximada.

La anfibolita de gavilla casi está alcanzada por la roca N.° **34**, anteriormente bien accesible. La procedencia magmática se denota en el carácter esmaragdítico de los tallos hornbléndicos que llegan a poseer un tamaño de 3 mm. (compárense la fig. 7 del texto y la microfot. 18). Se trata de porfidoblastos deshilachados, alargados según c y b, con acentuada estructura cribosa y rellenos feldespato-uralíticos. Resaltan notablemente sobre el abundante tejido fundamental granoblástico. Aunque los cristales ente-

ramente xenomorfos indican un arreglo en fascículos, formando ángulos variables con la orientación de éstos (lo que se ve bien en la anfibolita de gavilla **33**), sin embargo no existe un paralelismo en mayor o menor grado perfecto con la esquistosidad. Lo contrario observamos en **33** y también en ciertos yacimientos alpinos.

El pavimento fundamental, a causa de su grano relativamente grueso (hasta 0,3 mm.), hace reconocer con facilidad los caracteres anteriormente descritos. Los cristales plagioclásicos pertenecen al labrador y a mezclas más básicas. En muchos casos los granos xenomorfos de plagioclasa albitizada delatan su procedencia por los restos de estructura zonal.

La estructura de gavilla se destaca bien en la anfibolita **33** por el desarrollo de una generación hornbléndica secundaria en relación con procesos tectónicos, que es menos pronunciado en las rocas antes descritas. Las gavillas han brotado en forma de arbustos ([63]) incluyendo ángulos variables con el eje c. Se orientan más o menos paralelamente a zonas de sustancia metálica pulverulenta ([64]) así como grafitoide y al tejido fundamental granoblástico, compuesto preferentemente de plagioclasa albitizada (lám. VIII, fig. 29) ([65]).

La hornblenda a menudo está sustituída por biotita procloritizada (pg. 48). Especialmente bien se presenta la estructura cribosa del primer mineral y su relleno feldespato-uralítico. Debe compararse a) con lo observado en el metamorfito citado en la nota 57 (los tallos de la hornblenda feldespato-uralítica, entrecrecidos con biotita y no muy numerosos, se diferencian aquí francamente del abundante tejido fundamental) y b) con la eclogita anfibólica proveniente del valle de Ötz (Tirol; ver col. VOIGT & HOCHGESANG). Los poros redondeados y ovaloides de nuestra hornblenda en muchos sitios están arreglados en hilera y su diámetro a menudo es inferior a 6 μ. La coloración secundariamente rojiza del relleno albítico, en el caso presente cede a tonos parduscos.

Notable es el contenido de sustancia grafitoidea en nuestro material (ver el resumen, inciso 17). Ya anteriormente, en **55**, se habló de semejantes componentes accesorios. A simple vista se destacan los tallos hornbléndicos regularizados $\perp$ s. Depende del azar que dichos caracteres por descomposición parcial de la superficie rocosa se delaten o no (lám. 5, fig. 15).

β. Anfibolita y actinolitita (nemato-) fibroblásticas.
(6, 7, 9-12, 14-17, 26, 29, 75, 75a, 76, 81, 103, 7*).

Unicamente el estudio microscópico de numerosas preparaciones y el análisis químico pueden resolver el problema, ya mencionado en la pg. 37, concerniente a la posibilidad de discernir un grupo de tipos básicos entre los metamorfitos anfibólicos y de reproducir gráficamente su extensión en

el mapa. Observamos, pues, lo siguiente: 1.- En todas las muestras estudiadas, a excepción de las tres o, mejor dicho, las dos últimas, la plagioclasa no desempeña el papel de componente accesorio sino secundario y aun esencial (en material nefritítico, **7** y **10**) y 2.- Los caracteres de los grupos α y β se encuentran unidos en una misma muestra casi maciza, de grano uniformemente fino y peso específico elevado (**75**, lám. VIII, fig. 30). Lo dicho habla a favor del conocido parentesco de estos grupos.

Las siguientes estructuras están representadas en la roca negruzco-verdosa recién citada:

1. La nematoblástica, comparable a un tejido en mayor o menor grado denso, alargado en una dirección, a saber, la de la esquistosidad. Está formada por hornblenda feldespato-uralítica, con algunos relictos estructurales correspondientes a la fig. 18, lám. VI. Por las "mallas" del tejido, alargadas según s pero poco anchas, asoman pequeñas cantidades del tejido fundamental granoblástico. En algunos puntos la textura paralela de la hornblenda se interrumpe por una maraña de fibras cortas del mineral.

2. La nemato-fibroblástica. Al aumentar la cantidad del tejido fundamental, las "mallas" se ensanchan y el tejido hornbléndico circundante pasa a zonas fibrosas regularizadas, cuya distancia va en aumento.

3. La granoblástica. Un conjunto cuarcitoide, pobre en feldespato, con granos da un tamaño inferior a 0,5 mm., alargados según s, sin extinción ondulosa, aparece bandeado por fibras hornbléndicas.

4. La semejante a inyección. Ya a simple vista se destaca en el corte aserrado de la roca, una veta algo serpenteada de apenas 0,5 mm. de ancho. Al microscopio constituye cristales cuarzosos de distinto tamaño, que resaltan bien sobre el tejido fundamental. Dichos cristales han empujado hacia un costado las fibras hornbléndicas.

En el metabasito **81**, proveniente de la vecindad del **75**, una inyección parecida a la descrita, en su contacto con la roca encajonante ha provocado en ésta una ligera cristalización colectiva (ver al respecto más adelante y el apéndice del capítulo IIa) y en **16** la hornblenda ha sido biotitizada.

Ya en la fig. 9, lám. 3, se señaló el conocido hecho de que es difícil distinguir en una anfibolita los componentes autígenos y alotígenos. El cuadro microscópico (lám. VIII, fig. 31) aclara la cuestión, siendo incipiente la textura bandeada del material, contrariamente a lo reproducido en la lám. 2, fig. 4 (65a). En cambio, la primera figura hace destacar bien una inyección cuarzosa. Contiene algunos cristalitos de labrador resorbidos del hospedador y el contenido de clinozoisita es de la misma procedencia. La inyección hidrotermal facilitó la epidotización hornbléndica poco común en nuestros metabasitos (ver nota 45). En **16** y más aún en **83**, la mencionada

textura es reconocible en el afloramiento. Las bandas son distintas de la estriación producida en la última roca por una inyección cuarzosa bien destacada de la roca adyacente, cuya esquistosidad ha sido atravesada bajo ángulos distintos. Ya en la pg. 23 se habló de un caso de cinteamiento producido por la alternancia sólo subparalela de bandas más o menos hornblendíferas (**76**).

Esta roca figura como miembro de tipos cuya microestructura halla su expresión más perfecta en el carácter macizo de **7** y **10** por dominar en ellos una hornblenda de fibras intrincadas, mientras que el tejido fundamental retrocede mucho. Es verdad que en **76** y también en **17**, el mineral presenta un arreglo entre flabeliforme y fascicular, pero su cantidad es muy variable. Dicha estructura, vista con Nícoles +, recuerda la de los cristales de hielo (66) (*). Semejante material nefritoide tenaz (WALTHER, 1911, fig. 7; 1911a, láms. II y III) ha sido explotado anteriormente en algunas canteras profundas, hoy abandonadas, en la cumbre del Cerrito, y empleado en la fabricación de hormigón (lám. VIII, figs. 32 y 32a). Esto se explica por la xenoblastesis de la hornblenda actinolitoidea. Siendo su birrefringencia débil con un ángulo c : $\mathfrak{c}$ = 15° (en **7**), presenta rellenos feldespato-uralíticos y unión diablástica con el tejido fundamental granoblástico, en parte muy exiguo. Cuando el fieltro hornbléndico exhibe mallas más anchas, el tejido se vuelve más abundante. En parte consiste en cuarzo (**10**).

La consistencia maciza de la mencionada roca **7** no sufre menoscabo por la existencia de algunos individuos hornbléndicos, de un largo de 1 mm. y más, los que recorren la maraña. Siendo de xenoblastesis menos pronunciada, están acompañados de escaso pavimento fundamental a más de ilmenita con "huevos de insecto". Dicho fenómeno corresponde al de la generación hornbléndica, más moderna, descrita anteriormente en las anfibolitas de gavilla.

Sólo por excepción se destaca entre las plagioclasas de laminillas anchas, escondidas en el fieltro hornbléndico, un cristal de dimensiones algo mayores (0,14 mm. en **11**).

Esta roca —junto con otras (**6**, **12**, **14**, **16**, **29**)— pertenece a un grupo de anfibolitas fibrosas que se confunden con los representantes enumerados en el epígrafe en último lugar y en **75a**. La estructura flabeliforme se halla representada todavía en parte, pero los agregados hornbléndicos están regularizados. Las varillas de los abanicos se caracterizan como unión diablástica entre ellas y el tejido

---

(*) Entre las llamadas 66 y 68 debe interponerse la numerada 67 por el autor, quien, sin embargo no indicó el lugar preciso a que corresponde (Auguste Göller de Walther).

fundamental. Debido al paralelismo imperfecto de las fibras hornbléndicas y a su tamaño muy reducido, no fué posible efectuar un preparado orientado ⊥ s (14). En la anfibolita **16**, inyectada por aplita porfirítica y cuarzo, dicho mineral está mejor individualizado, estando acompañado por ligeras cantidades de biotita. La última modificación de estas estructuras tan variables se presenta en **6** y **29**, de modo que el tejido hornbléndico, disperso y apenas definible como flabeliforme, muestra tendencia, ora a formar porfidoblastos ora a unirse al tejido fundamental.

Referente al último grupo ya delimitado anteriormente, vemos que aquí los tallos de la hornblenda han alcanzado el minimum de tamaño y el maximum de fibrosidad. Su textura generalmente no consiste más en elementos confusos sino ordenados o algo divergentes. Esto hace recordar las interposiciones delgadas de material amiantoide, mencionadas en la nota 25. Conforme con lo dicho se reconoce la estructura fibrosa de la roca **81** recién al contemplarla con Nícoles +, aunque no faltan algunos centros de granos blásticamente agrandados. Dependen en esencia de la inyección cuarzosa (pg. 52). En la vecindad de esta última es posible identificar también el pavimento fundamental, consistente en cristales de cuarzo, ricos en inclusiones, y en no raros individuos diminutos de plagioclasa. En la vecina roca N.° **7** * el tejido apenas puede ser definido. El material, macizo a pesar de su pronunciada textura paralela, muestra recién al descomponerse una esquistosidad débilmente lenticular. Ella obedece a que las fibrillas en algunos sitios se disponen en remolinos orillados por cristales hornbléndicos filamentosos, pertenecientes a una generación más moderna (pg. 46). En la anfibolita oscura **103**, también vecina (ver **106** en el capítulo 1 β), bien expuesta en una cantera, se presenta a veces una textura aproximadamente ocelar por la acumulación blastomilonitoide de fibras confusas muy finas, rodeadas de filamentos. Y finalmente observamos en la misma roca la presencia de un doble acto de texturación exteriorizado por un sistema de fibras hornbléndicas que forman un ángulo de 90° o menos con la fibrosidad predominante. Algunos miembros de la primera categoría, más moderna, se destacan por su gran tamaño.

La **composición química** de la roca **75a**, casi negra y parecida a la modificación 1 (pg. 52), junto con la de las muestras **81, 103** y **7***, ricas en FeO y MgO, estaría representada por un punto situado cerca del polo f en la proyección de OSANN (68). Es instructivo que en la obra de GRUBENMANN (1910:227) se concentren en dicho sitio 18 rocas de distinta mineralización, pero de quimismo análogo (69). En 4 casos su contenido en álcali no sobrepasa 1,5 %, lo que se delata por la situación de los puntos de proyección correspondientes. Están situados tanto a la derecha y muy cerca de la vertical trazada del polo f a la base del triángulo, como en la misma

vertical y un poco a la izquierda, lo que indica una ligera aproximación al polo a. Algo correspondiente tendríamos que suponer al referirnos, por falta de análisis, a la descripción microscópica de **75a**, que va un poco más adelante. Difícilmente podrá averiguarse su procedencia "peridotítica", que corresponde a la mayoría de los esquistos Mg-silicatados. En este caso, como en los otros tres aludidos, más bien habría que pensar en amplios productos de diferenciación, hornblendíticos, pertenecientes a dioritas o en tufas.

El cuadro microscópico de **75a** es muy parecido a las microfots. 32 y 32a, pero los complejos actinolíticos entrelazados muestran de vez en cuando una débil regulación. Observando con Nícoles +, esta propiedad se revela bien en lo que respecta a aislados elementos (con c : ʗ = 14°) del fieltro fibroso. El tejido fundamental fino asomando por el fieltro, consiste, como en la microfot. 19, en intercrecimientos "seudopertíticos", ofreciendo con Nícoles + aspecto maculoso. Empleando un aumento fuerte, se destacan restos de plagioclasa laminada. No son raros granos de cuarzo, cuyo tamaño puede ascender a 0,08 mm. (lám. IX, fig. 33).

En la composición de dichos metamorfitos, fuera de hornblenda, plagioclasa, biotita, cuarzo y algo de clinocloro, sólo cabe poner de relieve la abundancia de ilmenita con su seudomórfosis tipo "huevos de insecto". Raras veces se encuentra epidoto y carbonato únicamente por excepción (**81**).

b. Cuarcita.

En la región costanera cristalina del Estado de Paraná, o sea, en los alrededores del puente de Antonina, no escasean ciertas cuarcitas aliadas con yacimientos (¿arcaicos?) de magnetita. Pertenecen a un complejo predominantemente constituído por gneises a menudo acompañados de esquistos hornbléndicos y migmatitos (LEINZ, 1939; ver el último capítulo del presente trabajo). En nuestra región, esto es, en el empalme del camino directo al dique Nacional, se halla un asomo de cuarcita (**54**) que no pertenece a las invaginaciones algonquianas sino que es contemporáneo del metabasito, lo que habla a favor de su procedencia piroclástica (pg. 36). La cuarcita maciza tiene textura levemente bandeada (alternancia de tejido granoblástico, cuarzoso, fino y grueso, con camadas grafíticas y, finalmente, fibras hornbléndicas), índice, en mi opinión, no solamente de un metamorfismo de grado elevado (notable contenido de magnetita en cristales de un diámetro hasta de 1 mm., formando maclas), sino también de cierta afinidad con el metabasito (presencia de apatita en agujas finas, azuladas).

II. Material intrusivo

a. Gneis plagioclásico de feldespatización potásica y parcialmente granodioritoideo (69a) (**74, 90-92, 104, 105, 126/27** y **140**).

1) Debido al conocimiento muy incompleto del basamento predevónico (ver al respecto el inciso 10 del resumen) no se pueden dar datos ni sobre la existencia eventual de un "**gneis fundamental**", arcaico (ver la nota 3), ni sobre sus relaciones con un granito antiguo con su séquito filoniforme.

2) La **concordancia del complejo gneisico-metabasítico** montevideano con sus intrusiones aplito-pegmatíticas (pg. 19) se explica por la sustitución del metabasito por las emanaciones de la profundidad, con **neoformación** de 3 generaciones feldespáticas y por la "petrificación" (aproximación local al estado magmático) del gneis primario (ver nota 100 y el inciso 10 del resumen). Dicha palingénesis quizás se derive de una movilización lit-par-lit del metabasito, provocando una alternancia de bancos leuco y melanocráticos (pg. 21).

3) Todos los gneises tienen **estructura cataclástica** más o menos acusada (70). Se muestra también en la periferia gneisoidea de las regiones magmatizadas o en ciertas interposiciones miloníticas (**91**). Así, p. ej., se revela al microscopio que los "ojos" del gneis muscovítico N.° **108** (pg. 21), son porfidoclastos (migmatoblastos) de cuarzo o plagioclasa, unidos con mortero. El aludido aspecto aplítico de algunos gneises poco esquistosos hasta macizos (**97, 99, 112, 121**) proviene de su abundante cantidad de mortero cuarcífero que circunda cristales bien contorneados de plagioclasa y ortosa, que resaltan a simple vista en **99** y **121**. El maximum de la milonitización es alcanzado por los gneises del tipo diferenciado. Fajas de mortero con porfidoclastos feldespáticos (**112, 122-125**) pasan en **118** a un "puré" milonítico, que destaca sobre los resistentes granos de cuarzo. En cambio, la plagioclasa en parte ortosizada fué reducida a componentes de aspecto "nebulítico", que nuevamente pueden agregarse formando fenoblastos secundarios (ver el subcapítulo β)

α. Oligoclasa, descalcificada gradualmente, además de zeolitizada y sericitizada.

Entre las plagioclasas predomina la oligoclasa, en parte ácida, raras veces básica, sobre un representante a veces no escaso, que corresponde a mezclas andesínicas y se caracteriza por una transformación menos avanzada (71). La aproximación al estado idioblástico de la oligoclasa generalmente es bastante buena, a saber, donde hay cristales relativamente grandes, aunque numerosos (**91**), mientras que desaparece en individuos de tamaño reducido. Así, en **92** y en el levemente gneisico **105**, los abundantes xenoblastos del mineral constituyen una especie de fieltro. En cambio re-

sulta que en las áreas blancas de los gneises **117** y **120** el contorno cristalográfico del feldespato a veces quedó conservado por una envoltura milonítica de cuarzo y microclina. En otros casos, el contorno está remendado por soldaduras blásticas. Los cristales plagioclásicos, apretados entre sí, presentan corrosión de la superficie (**91**). Esta propiedad se exterioriza bien en los casos en que el mineral pertenece a dos generaciones; así, especialmente, en **74** y **104**. Un cristal de plagioclasa, bastante idioblástico (71a), contiene varios esqueletos del mismo mineral, en parte tan "digeridos" que se confunden con el hospedador. Parecen corresponder igualmente a una mezcla ácida del silicato (ver lám. IX, figs. 34 y 34a, así como lo dicho en el siguiente subcapítulo acerca de la "neocristallização do plagioclasio").

Una estructura zonal en plagioclasas de gran tamaño generalmente no se manifiesta sino por el contraste entre las regiones internas ricas en inclusiones migajosas y el borde homogéneo. También puede ser que el contraste se documente en que las laminillas de macla no alcanzan el borde o sólo lo alcanzan imperfectamente. Raras veces observóse una diferencia mensurable del ángulo de extinción. No obstante, a menudo se destaca en cristales reducidos, debido a su manifiesta albitización marginal (ver más adelante). Menudea una laminación sutil hasta invisible según (010), la que, con frecuencia, se combina con la ley de Carlsbad o, menos comunmente, con la de la periclina. En el primer caso resulta un aspecto ortoclasoide (lám. IX, fig. 35), intensificado por la coloración débilmente rojiza de ciertas regiones internas transformadas (ver más adelante). La plagioclasa original lleva muchos productos oscuros de inmigración y transformación. Arreglados según (010), constituyen acumulaciones de migajas en mayor o menor grado compactas. Al conglobarse desaparecen más y más durante la descalcificación (72) y la formación de dos productos de "desmiscibilización" (GUIMARÃES). El más antiguo, incoloro al microscopio, de naturaleza oligoclaso-albítica, constituye aureolas de contorno poco neto, p. ej., alrededor de inclusiones en la plagioclasa, formadas de hojitas sericíticas y de "gotas" cuarzosas más antiguas que su hospedador, o aparece en "manchas o llamas" en éste (ERDMANNSDÖRFFER, 1939:9), sustituyendo regiones relativamente ricas en Ca. A menudo esta epigénesis se confunde con la acidificación original de la plagioclasa hacia sus márgenes poco delimitadas de las regiones centrales.

El producto de albitización (sensu lato) más avanzado se acerca a la albita o corresponde a ésta (refracción superior a la de la microclina). Por su coloración secundaria, débilmente rojiza, recuerda a la ortosa, tanto más cuanto que, al igual de ésta, desempeña un papel metasomático relativo al mencionado "producto más antiguo", a la vez que a la plagioclasa primaria (73). Así, en la fig. 36, lám. IX, se destaca la albitización como precursora de la feldespatización potásica. El fenocristal plagioclásico, visible en el borde izquierdo de la reproducción 36, aparece en 36a a mayor aumento, a

objeto de mostrar la dualidad de la descalcificación. El mineral está circundado por un ribete parcialmente doble. Su componente más moderno (2) tiene la coloración indicada. Vemos aquí, así como en los difundidos ribetes que bordean, p. ej., la plagioclasa y el cuarzo ([74]), que se destaca tanto más de la descalcificación primaria (1), demostrando su mayor acidez, cuanto más perfecto es su contorno y más pronunciada es su coloración rojiza. La sinántesis de los dos productos epigenéticos (3) ([74a]) aparenta a veces laminillas de macla. Se complica aun más el cuadro de los ribetes por su **zeolitización** más o menos avanzada. En la leyenda de la microfot. 34a ya se llamó la atención sobre este tópico y la microfot. 37, lám. X, muestra la sustitución (?) de la albita por un mineral de doble refracción muy débil y con un índice de refracción inferior al de la ortosa. Sobre el hábito de la sustancia nada podemos decir; es posible que en los ribetes de contorno poco neto, zigzaguiformes (ver también la microfot, 43) se trate de intercrecimientos con una zeolita fibrosa. En ella van perdiéndose las neoformaciones albíticas, hidrotermales.

En la **sericitización** de la plagioclasa, sorprendente por su intensidad muy superior a la de la ortosa (ver SCHÜLLER, 1934:14), nos interesa en primera línea la proveniencia del K. Reducidas cantidades de este elemento podrían derivar de la mirmequitización y de la trituración marginal del feldespato potásico (ERDMANNSDÖRFFER, 1939:65), pero no pueden atribuirse a un contenido original correspondiente de la plagioclasa. Teniendo en cuenta las hojitas de mica a menudo fuertemente acumuladas en el interior de la plagioclasa —hecho que se deriva del aporte hidrotermal— es de suponer que las seudomórfosis sericíticas ([75]) representen el sustituto de la antipertitización ([75a]). Notamos 1) que en los gneises **136-137** y **140** de "granitización" aparentemente perfecta (pg. 10), la cantidad de sericita es insignificante, aun en presencia de feldespato potásico, hecho que se repite, aunque en forma menos pronunciada, en los gneises netamente miloníticos. Las hojitas de la mica rellenan el interior de las plagioclasas y acompañan la biotita de regulación incompleta. Notamos 2) que en las muestras **74, 90-92, 104, 105** y **113**, de semigneisicas (pg. 24) hasta gneisicas, el feldespato —que alterna entre escaso y abundante (**105**)— aunque se halla en compañía de mucha sericita individualizada, no figura como el educto de ésta. Véase también el próximo subcapítulo.

β. Ortosa, microclina, cuarzo, y sus relaciones con la albitización.

Para el estudio de la ortosización de la plagioclasa ([76]) y la microclinización correlacionada ([77]), en mayor o menor grado avanzada, se prestan particularmente **100** y **105**, citados en líneas anteriores. Aquí, varios cristales del mineral están subdivididos "por una red de trozos y vetas ortósicos" en fragmentos de la misma orientación cristalográfica (ERDMANNSDÖRFFER, 1939:9). Es especialmente instructiva la micropertita metasomática

(78) reproducida en la microfot. 38, lám. X. El proceso más o menos pronunciado se muestra en algunas zonas de descalcificación parecidas a astillas, de un largo hasta de 0,3 mm. e imperfectamente delimitadas de la oligoclasa circundante (3,1 ⊥ ¢). Están orientadas perpendicularmente a la exfoliación de la plagioclasa según (001), algo visible traspasando el borde de la fotografía. Desde dicha dirección cristalográfica se inició la metasomatosis, exteriorizada por bandas ortósicas isoorientadas y dotadas de protuberancias débiles orientadas hacia las astillas. En la biotitita **97b** se presenta bien la entrada de menudos tallos de ortosa que, o bien siguen la dirección del braquipinacoide de una oligoclasa albitizada o bien tienen dirección arbitraria. Integrantes seudopertíticos, derivados copiosamente de la cataclasis del feldespato primario, junto con microclina (abundante en **101**), micropertita y mirmequita toman parte en la constitución del mortero dándole un aspecto difícil de definir en sus detalles ("nebulítico" de LAMEGO, 1937:44 y microfot. XVII).

La sustitución de la plagioclasa se destaca aun en un estado más avanzado. Así, en el gneis aplitoideo **97** (pg. 56), un cristal de ortosa micropertítica, de casi 1 cm. de tamaño y parcialmente microclinizada, lleva algunas inclusiones finas, paralelas a dicha sinántesis. A juzgar por sus laminillas de macla y especialmente por sus abundantes inclusiones desmigajadas oscuras, provienen de una plagioclasa ácida. Semejantes inclusiones están en minoría comparadas con relictos de contorno y arreglo arbitrarios, pero especialmente con grandes cantidades de "migajas". En parte todavía con arreglo en bandas, impregnan en ciertos sitios la ortosa secundaria transparente. Pero al revisar detenidamente el corte, se descubren algunos diminutos granos con las laminillas características (compárese GUIMARÃES, 1938:24).

En analogía con los derivados plagioclásicos, oligoclásico-albíticos hasta seudopertíticos, formando ribetes y cintas, también el feldespato ortósico, más moderno, pasa a un estado de cementación, comparable con dicha epigénesis y revistiendo granos de mayor edad o llenando fisuras de la plagioclasa (**112**) (79). Se comprende que la ortosa tanto se deriva de la micropertita como tiende a ella. Conviene la comparación de lo dicho con la ortosa "englobada como producto alotriomorfo entre cristales plagioclásicos" (ROSENBUSCH, 1907:267), correspondientes a la diorita cuarzosa de Weinheim en Alemania (ver col. KRANTZ). Aquí, el feldespato monosimétrico pasa a formar ribetes micropertíticos.

Parece que hay contradicción, por un lado, entre lo dicho sobre las relaciones entre el feldespato potásico y las plagioclasas y por el otro, respecto a las observaciones microscópicas hechas especialmente en la roca híbrida N.° **97**, así como en muchos gneises miloníticos. Según ellas habría que derivar los cortes del silicato potásico más moderno con su contorno lobulado, de la influencia ejercida por el más antiguo (80). Pero hemos visto que el

último figura como exponente principal de la cataclasis, de modo que ésta es responsable de la corrosión potasofeldespática. Los intercrecimientos mirmequíticos han sido reconocidos muchos años atrás por BECKE como productos de intercambio entre las dos categorías feldespáticas. La potásica, por la invasión progresiva de la plagioclasa con sus "puntas de lanza" papilares y dirigidas contra ella, sufre la mencionada suerte, siendo desalojada, de modo que a veces en el mortero nebulítico (pg. 59) reina una completa asimilación entre los feldespatos.

GUIMARÃES (1938 :9) supone que "o processo de formação do feldespatho alcalino determinou uma néo-cristallização do plagioclasio..." (ver lo mencionado en la pg. 57). Dicha observación parece confirmarse en **99**, donde los tallitos cuarzosos (no numerosos por corresponder a una sinántesis mirmequítica con una plagioclasa ácida) están revestidos por albita neoformada, secundariamente rojiza.

El cuarzo de las rocas gneisicas y gneisoideas es de distinta procedencia. Una parte tiene mayor edad que los feldespatos y ésta la constituyen las muy comunes "gotas" dentro de dichos silicatos (lám. 5, fig. 16). En otros casos, los últimos sucumben al cuarzo (ver la fig. 8) (81) y además,

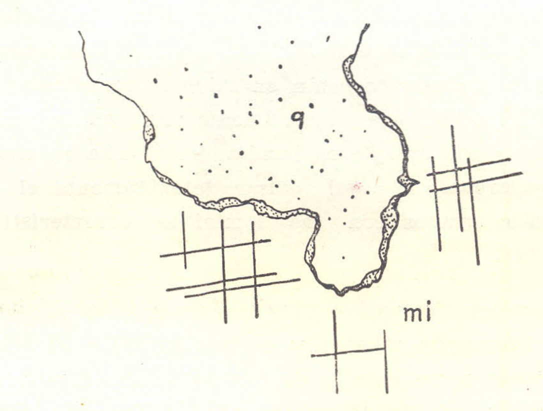


Fig. 8. — Cuarzo (q) con ribetes oligoclaso-albítico y albítico, parcialmente intercrecidos. La microlina (mi) es de mayor edad que el cuarzo, pues aprisiona dos precursores del último, no visibles en la reproducción. El ribete tiene una anchura de 0,05 mm. aproximadamente — Montevideo (101, + Nic , 110 ×). — Pgs 60, 61, 91, 100, 108 y notas 74 y 79.

Quarz, oligoklas-albitisch und albitisch, z. T. pseudoperthitisch umsäumt, jünger als Mikroklin, im Biotitgneis. Die Quarznase hat zwei im Bilde nicht sichtbare Vorläufer. Die Breite des Saumes (vergl. Taf. 5, Fig. 16) beträgt durchschnittlich 0.05 mm.

aunque no con frecuencia, sustituyen la feldespatización potásica de la plagioclasa (**99, 100**) o por inyección, este mismo mineral (**74, 113**). Entonces, el cuarzo alargado según c y con terminación dentada sigue la exfoliación feldespática y puede incluir restos de la sustancia "digerida". En los estudios de SCHÜLLER, mencionados en la nota 75a, la cuarcificación conduce a la transformación del epi-gneis en piedra córnea. El cuarzo separado en

la sericitización de la ortosa, se destaca en la fig. 39, lám. X. En **113**, el centro de las seudopertitizaciones incluye a veces un minúsculo grano de cuarzo. Individuos más grandes y de contorno esqueletoide, se hallan encerrados en la plagioclasa primaria rica en productos desmigajados.

La poca edad del cuarzo de la fig. 8 del texto, es análoga a la de los "porfidoesteres cuarzosos recristalizados" (82), a veces ya reconocibles al ojo desarmado (SCHÜLLER, 1934:35, figs. 30 y 32), Estos "fenocristales", como se les llama impropiamente, figuran como ejemplos del crecimiento progresivo "concrecionáceo" de ciertos minerales al influjo del "stress". STILWELL (1918) y ESKOLA (1933, citados por ERDMANNSDÖRFFER, 1936; KITTL, 1938 y TURNER, 1941) derivan dichos productos de la "diferenciación metamórfica" y el investigador finés subraya la movilidad del cuarzo en los "tectonitos", o sea, las rocas donde el mineral está sometido a las fuerzas mecánicas y sus proyecciones químicas.

Es ejemplo la granodiorita gneisica **104**, ya mencionada en la pg. 57, por sus ribetes albítico-zeolíticos en las junturas del cuarzo. En la fig. 40, lám. X, está reproducida la región del preparado que corresponde a la microfot. 37, sacada a aumento más fuerte. Vemos el crecimiento de una "concreción". Estos productos se destacan bien de sus alrededores cuando no están enmascarados por la blastesis. La génesis del mineral remata en la facies hidrotermal, como las neoformaciones feldespáticas. Esto se deduce de las prolongaciones tubulares que atraviesan un cuarzo vecino que —exceptuando una fisura— parece no presentar influencia mecánica alguna. Es de suponer que el bióxido haya sido transportado en forma de metasilicato de Na.

Se entiende que a veces es difícil separar estos productos post-magmáticos del cuarzo, ya original ya clastogéneo, o perteneciente a diferenciaciones e inyecciones aplíticas. Los representantes del primer tipo, no endentados en forma de mosaico, alcanzan en la roca en cuestión el tamaño de 0,5 mm. Distintos de estos cristales aislados, grandes, son los menudos, copiosos, que pertenecen a ciertas áreas de la roca, macizas o algo esquistosas. Son desmiscibilizaciones perácidas, de poca extensión (**92, 97**), y los granos de cuarzo pueden formar estructura de mosaico.

γ Hornblenda, biotita (lepidomelano (83)), clorita, epidoto, calcita, magnetita, ilmenita, titanita y granate.

En las pgs 19, 20, 36 y 55, así como en la nota 65a, se hizo referencia al acompañamiento, común tanto en nuestro paraje como en todo el mundo, de esquistos hornbléndicos por el gneis biotítico a veces con anfíbol y feldespatización potásica (85) (*). Según opinión moderna, el gneis a menudo se deriva del metabasito por desmiscibilización, y esto, porque ambos es-

* A la nota 84 se hace referencia en la pág. 73 (Auguste Göller de Walther).

quistos poseen composición química análoga (pg. 36). Se han mencionado la inestabilidad de la hornblenda y la neoformación de porfidoblastos de plagioclasa persilícea. Más adelante se hablará de un filón, gneisico por su contenido en hornblenda, resorbida del hospedador anfibolítico, y biotitizada. Ambos minerales, tanto en el gneis de Isla Mala (pg. 18), como en el filón mencionado (**61**) y, finalmente, en el único hallazgo de gneis anfibólico (**142-43**), están intercrecidos con la biotita. Este mineral muy variable en cantidad, aparece en hojitas tanto aisladas como formando atados. Los cortes ⊥ c, bien talliformes, corresponden a un material francamente esquistoso. En cambio observamos en el **118** muy cataclástico, que el mineral ha pasado al estado de componente del mortero. En grandes jirones (alcanzando hasta 0,5 cm. de diámetro en **121**), la mica se presenta en los gneises de aspecto diferenciado, miloníticos. Los xenoblastos, agrandados por cristalización colectiva y acompañados de mucha clinozoisita, revelan a veces bien el intercrecimiento poiquilítico con la plagioclasa marginalmente descalcificada. La albita β, débilmente rojiza, rellena, pues, los poros de la "cribosidad" del mineral oscuro en analogía a lo descrito de la hornblenda. Esto por excepción, conduce a una estructura casi diablástica.

La clorita, rara en el material plutonizado de Capurro, La Teja y la calle Santander, aparece francamente en la intercalación milonítica **91**. Aquí, como en otros productos de la misma estructura, el mineral se caracteriza por sus colores de interferencia anómalos, azul lavanda (penina). Lo dicho sobre la estructura cribosa de la hornblenda y, en mucho menor grado, de la biotita, es válido para el epidoto, común en los gneises miloníticos **116-118, 121** y **125.** Se puede hablar, pues, de una "clinozoisita feldespática" y compararla con la "uralita feldespática" mencionada en la nota 56. La colaboración biotito-plagioclásica en la producción del epidoto (ver la nota 85) queda evidente en **90** y **92** (fig. 41, lám. X). La edad relativa del proceso se revela en algunas junturas del mencionado relleno albítico. Este, en muchos puntos, incluye numerosos granos menudos de epidoto, de contorno dentado (ver GUIMARÃES, 1938:16).

En **90** y **92** los intercrecimientos de **pegmatita carbonatada** (86) denotan la correspondencia de estas neoformaciones neumatolítico-hidrotermales al capítulo diaftorítico de la historia de nuestras dioritas gneisicas (fig. 42, lám. XI). Los límites entre el carbonato y la plagioclasa albitizada son netos y comparables a los de una sienita calcítica descrita y reproducida por BRAUNS (1922, 1925, 1926). Como en las muestras de este autor, tampoco en nuestro caso se trata de un desalojamiento del silicato por carbonato secundario (ver la floitita), sino de una formación contemporánea de ambos. El crecimiento del último mineral progresó con la misma orientación cristalográfica.

Entre los demás componentes se encuentra en cantidad sólo ilmenita,

en parte esqueletoide y junto con titanita, que acompaña a la biotita cloritizada. Parece que hay falta absoluta de silimanita y andalusita, mientras que la apatita y el granate se muestran de vez en cuando. El fosfato se observó incluído en la clinozoisita, como producto de una antigua transformación biotítica. Con más frecuencia se encuentra al ortosilicato en las milonitas y en un caso, su tamaño casi alcanza 0,5 mm.

b. Gneis aplito- y diorito-porfirítico.

El epígrafe de este capítulo destaca la apariencia de varios representantes pertenecientes a los neumatolitos enumerados en la pg. 25. El aspecto metamórfico más pronunciado se demuestra en **61** y **63** y también en algunos "pórfidos filamentosos" (pg. 31) de textura planoparalela hasta lenticular. Es blastomilonítica en **63**, pero poco regularizada, y los "ojos" están orlados por cintas gruesas de muscovita bien individualizada y acompañada de biotita más antigua. Esta mica ha sido bien ordenada en el gneis esquistoso filoniforme N.° **61.** A un tipo parecido, vale decir menos cristalino que el **63,** pertenece el N.° **53.**

Algunos de los pórfidos filamentosos e igualmente el **83,** de potencia reducida, son retrometamorfitos, en parte con sericita y cuarzo formando cristalizaciones colectivas de individuos mutuamente endentados y alargados caudiformemente. El mineral de las "cejas" en el caso actual, consiste en biotita cloritizada (lám. 5, fig. 17) ([87]).

Al averiguar la proveniencia del material con facies blástica, milonítica y migmatítica, desfigurado además por inyecciones aplito-pegmatíticas más modernas, nos atenemos tanto a la geología de los productos como a su cuadro microscópico. Este hace reconocer la tendencia del material aplítico,-filoniforme en **61** y **74a,** o formando inyecciones irregulares (**53, 63, 88** y **40-43**), a la estructura granofídica y micrográfica (sensu lato). El estudio microscópico comprueba además la pertinencia al gneis plagioclásico, parcialmente plutonizado.

Conforme con lo dicho sobre la gran escasez de la hornblenda, el mineral únicamente se encontró en **61,** donde figura como componente secundario, asimilado del metabasito. Sus tallos, de coloración azulado-verdosa según c, están circundados por el (001) de la biotita secundaria o éste se ha introducido entre los planos de exfoliación de la hornblenda. Es probable que su transformación se haya efectuado junto con la regulación, es decir, la gneisificación de la porfirita. La neoformación biotítica por "anatexis endógena" (ERDMANNSDÖRFFER, 1939:4) aparece también en **83,** encajonado en el mismo esquisto que la porfirita anterior. En la pg. 26 se ha descrito la resorción de la biotita proveniente del hospedador gneisico.

Con más detalle se estudiará la abundancia de la **biotita,** en los porfiroides (KLEMM, 1914:79 y SCHÜLLER, 1934:45). Ya en 1919, MILCH subrayó que en vista de su contenido silíceo, no es admisible "forzar" los nu-

merosos y variables esquizolitos filoniformes dentro del marco aplito-lamprofídico. Existen en los dos grupos miembros tanto básicos como ácidos ([88]), y esto por haber "tres tendencias de diferenciación unidas por estados intermedios". MILCH las llamó tendencias lamprofídica, durbaquítica y malquítica ([89]). Los representantes de los últimos dos grupos "pueden ser ricos en feldespato y estar reunidos de este modo por intermediarios con esquizolitos aplíticos pobres en elementos oscuros, pero ricos en feldespato.. La 'polaridad' forzosa de los productos de diferenciación ha desaparecido". Las malquitas del séquito diorítico se subdividen en tipos melanócratos de plagioclasa y hornblenda y en tipos micáceo-leucócratos. Pertenecen al último grupo las alsbaquitas feldespato - alcalínicas de Hesse. KLEMM (1914) recordó que dicha afinidad ya fué mencionada por ciertos autores anteriores. La plagioclasa de las malquitas micáceas es oligoclaso-andesínica y la hornblenda está sustituída, en parte o en todo, por la biotita. **Esto sucede tanto en nuestras rocas filonianas como en el gneis parcialmente plutonizado.**

Sorprende la abundancia de los porfidoesteres **plagioclásicos** ([90]) en **63** y **74a**. Aquí, e igualmente en **41, 53, 61** y **83**, reina cierto contraste entre los individuos de contorno bien definido, así como dotados de laminillas finas y otros fuertemente corroídos hasta quedar irreconocibles (lám. 5, fig. 17). En **74a** los primeros presentan los mismos caracteres de **74**, perteneciente al borde semigneisico del cuerpo plutonizado, vale decir: manchas antipertíticas, estructura zonal y centro rico en inclusiones migajosas y sericita. Parece existir analogía con las dos generaciones plagioclásicas mencionadas en la pg. 57. El índice de refracción del tipo ácido es en numerosos casos inferior al del bálsamo de Canadá y solamente por excepción lo alcanza o supera. Los valores medidos $\perp \mathfrak{c}$ oscilan entre 3,5° y 8,4° (Ab_4 An_1). El pronunciado idiomorfismo correspondiente a muchos de los porfidoesteres feldespáticos (en los gneises **40-43**), se explica probablemente por su menor edad (inyecciones pegmatítico-cuarzosas). Secunda esta idea la aparición de turmalina.

Los porfidoesteres listoniformes, maclados según las leyes de la albita y periclina, siguen bien la textura planoparalela de **61**, mientras que el arreglo del mineral es arbitrario en **63**. Contrariamente a estos metamorfitos, la estructura eruptiva se ha mantenido en ciertos pórfidos filamentosos. Se ve, pues, que la estructura microgranítica de la pasta fundamental (o, dicho de otro modo, el tejido fundamental granoblástico con cuarzo abundante) está reemplazada en parte por la "listoniforme-granular" (ROSENBUSCH, 1907:551) de las porfiritas dioríticas. En **42** se compone de preferencia de listones oligoclaso-básicos. Alcanzan 0,3 mm. de largo y sorprenden por su contorno esqueletoide (lám. XI, fig. 44). Las sinuosidades y a veces también el clivaje están revestidos por granos incoloros o débilmente rojizos, en parte de contorno poco neto, los que por de pronto pare-

cen corresponder todos al cuarzo. Pero en muchos casos sólo se trata de áreas de plagioclasa, internas o marginales, que, estando transformadas en albita secundariamente rojiza, a menudo han perdido en mayor o menor grado su conexión con el mineral primario. Este a veces se ha alterado en albita incluyendo relictos muy básicos.

De mayor interés son los casos donde los listones plagioclásicos tienen una envoltura imperfecta y de contorno irregular, formada de cuarzo. Semejantes intercrecimientos granofídicos de extensión muy reducida se encuentran esporádicamente también en el tejido fundamental granoblástico. Los potentes filones de pórfido filamentoso representan, pues, un material **intermedio entre aplítico** (malquítico) **y dioritoporfirítico** y una facies de los gneises magmatizados **90-92, 130, 137** y **140,** a los cuales se asemejan por su escasez de feldespato potásico ([90a]) (en la porfirita aplítica N.° **53,** de potencia reducida, el borde de algunas plagioclasas está ''remendado'' por la ortosa y microclina de menor edad. En el tejido granoblástico constituyen algunos componentes de tamaño algo mayor).

Los porfiroesteres de cuarzo en **41-43** apenas distinguibles de los de plagioclasa al ojo desnudo, se delatan al microscopio como componentes secundarios. Por un lado, son porfidoclastos o partes de inyecciones y por el otro, representan cristalizaciones colectivas (ver antes N.° **83**). La textura lenticular se desarrolla especialmente en **72.** Aquí faltan o escasean los porfiroesteres plagioclásicos, predominando en cambio los cuarzosos ([91]). Es de suponer que el filamento biotítico de esta intercalación muy insignificante provenga de su hospedador anfibolítico. — Mencionaremos al final la presencia aislada de granate y el acompañamiento de los minerales micáceos por sustancia grafitoidea (ver especialmente en **83**).

e. Granodiorita aplítica y aplita (pg. 25)
(**1, 2, 4, 4a, 93-96** y **109, 110; 59** y **71** de menor edad).

El enmascaramiento cataclástico de todos los productos enumerados llega al maximum en los dos últimos, caracterizados por una leve impregnación fluorítica. Los filones **59** están inyectados en la cuarcita algonquiana de la isla del Bizcochero y cosa análoga se observa en el gneis aplítico **80** con respecto a la filita invaginada del dique Nacional (ver el anexo de este capítulo). Ya a simple vista se destaca en **93** y **94** la textura paralela; la imagen microscópica del primero indica productos blastomiloníticos. Sorprende que la regulación de los componentes rocosos no se inaugure con la mica plástica, sino, en forma evidentemente precoz, con el cuarzo. Así, en **1,** la esquistosidad aun poco desarrollada, en ciertos sitios está acompañada por algunas hojitas de biotita y por otros componentes de grano alternando entre fino y relativamente grueso. No obstante, el cuarzo ya contribuye a dicha regulación imperfecta, formando cristales alargados y lentes ''recristalizados'' comparables a los de la microfot. 40. Es claro que en seme-

jante material aplítico, poco esquistoso, es difícil y aun imposible, distinguir entre dichas neoformaciones y el epiludio hidrotermal.

El ya mencionado aspecto semiplutónico de varios representantes de la fila **1-96**, se debe a la presencia ya megascópica de la biotita y en **4a** también de la plagioclasa débilmente porfídica. Esta estructura, bien destacada en el cuadro microscópico, se borra en los casos donde hay un aumento de los individuos plagioclásicos a la vez que una reducción de su idiomorfismo (ver la pg. 56). Así, en **93-96**, el mineral, excepción hecha de pocos porfidoblastos, se incorpora en el mortero.

Todas las rocas en cuestión han sufrido la feldespatización potásica preferentemente de microclina ([92]). La falta o escasez del mineral está en relación, en **94**, como en otros casos, con un abundante contenido biotítico ([93]). Al estudio de la acidificación rocosa se prestan especialmente las muestras **4** y **4a**, donde la ortosa parcialmente microclinizada contiene numerosos remanentes que corresponden a $Ab_6 An_1$ (— 10° hasta 13° $\perp$ c). La presencia originaria de otros miembros más básicos se desprende de ciertos cristales albitizados con separación de epidoto. La aludida transformación acerca la composición del séquito cuarzodiorítico al quimismo del granito. Esta "granitización" es secundada a veces por el aumento de la muscovita (pg. 10), no extraño en productos de diferenciación aplítica. Así, en **4**, hay grandes hojas de mica en compañía de la plagioclasa ortosizada y atravesada por el mortero parcialmente sericítico. - Sólo en las muestras **1** y **2** fueron encontrados algunos cristales de granate.

La estructura de los migmatitos miloníticos **109** y **110** es típicamente aplítica. El grano igualmente fino del último tipo (diámetro máximo = 1 mm.) se deriva de la falta de porfidoblastos plagioclásicos. En el conjunto sacaroideo (con abundante contenido de cuarzo y ortosa imperfectamente microclinizada) únicamente el granate se destaca por su tamaño. Contrariamente a esta estructura, el cuadro microscópico de **109**, a pesar de la reducida potencia del filón, indica algunos porfidoblastos plagioclásicos bien contorneados y de un tamaño de casi 3 mm. El mortero es parcialmente mirmequítico.

El estudio microscópico delata que la mencionada impregnación fluorítica de los restantes productos **59** y **71**, post-"arcaicos", está acompañada de material hematítico pulverulento, lo que tal vez se relacione con la naturaleza parcialmente itabirítica de la cuarcita en la isla del Bizcochero. El hábito cuarcítico de los milonitos **59** y **71**, con feldespatización potásica y contenido relativamente elevado en granate, siendo reducido el de la biotita (asimilada en **71**), revela quizás una tendencia leptinítica ([94]), pero el material insuficiente no permite ocuparse del problema.

El arreglo de las hojitas sericíticas hace reconocer en **59** los movimientos vortiginosos del interior rocoso. Se destaca la poca edad del mineral

(que en ninguno de los productos en cuestión forma bandas), por estar combinado con la impregnación fluorítica que, en **71**, desplaza algunas de las junturas rellenadas de albita.

APÉNDICE

Inyecciones neumatolítico - hidrotermales, de potencia reducida, migmatíticas, en parte de aspecto cuarcítico o esquistoso hasta gneisico

(6*, 38, 44, 48, 50, 56-58 y **77-81)**.

Se entiende que para el estudio de las asimilaciones mutuas entre el metamorfito "arcaico"-algonquiano y las inyecciones más modernas se presta en primera línea la región adyacente a la invaginación del dique Nacional (pg. 32). Sigue el perfil entre el N.° 1 y la costa distante unos 100 m.

N

Limo pampeano

1. Potente filón pegmatítico ("a" en la pg. 30).
2. Micacita granatífera (94a) y filita muy veteada de cuarzo (30 m. aprox.)
3. Filón aplítico "b", potencia 60-80 cm., adelgaza hacia el E.
4. Filita-micacita con pocos granates (80 cm.).
5. Esquisto anfibólico, migmatítico con muchas inyecciones aplíticas e interposiciones concordantes cuarcíticas y cuarcítico-areniscosas, potencia de 20-50 cm. (**56** y **77-79**).
6. Anfibolita oscura, granatífera (pg. 33, **87**) con tejido fundamental granoblástico, hornblenda procloritizada o biotitizada y plagioclasa del término $Ab_3 An_3$ hasta $Ab_1 An_4$.

S

Río de La Plata

La esquistosidad poco desarrollada en **56**, es seguida por los cristales no raros de turmalina, así como por numerosos porfidoblastos ruinosos de hornblenda. El tejido granoblástico cuarzoso, bandeado por cristales finos y gruesos (1-2 mm.), encierra ortosa, cristales de labrador (22° ⊥ ¢) y mezclas todavía más básicas. Ilmenita, hornblenda y plagioclasa provienen del metabasito resorbido. Al lado de esta inyección hay otra de potencia no mayor de 10 cm. (**77** y **78**), e impregnada de fluorita acompañada de hematita. Parece que la mayoría de la hornblenda en **79**, adyacente a **77-78**, figura como producto de resorción. En la salbanda de **78**, de 3 cm. de espesor, se concentraron la plagioclasa y la hornblenda, envueltas por un mosaico de textura bandeada, consecuencia de los cuarzos ya gruesos ya finos, alternantes y acompañados de ilmenita. En la superficie de algunos bloques pertenecientes a la roca cuspidal del Cerro (**81**, pg. 52), las interposiciones de color débilmente verdoso y de aspecto cuarcítico, se han desprendido, lo que le presta apariencia agujereada (WALTHER, 1911, fig. 6 y 1911a, lám. III). A favor de la epigénesis de las inclusiones habla la cristalización colectiva vecina. Han sido asimiladas numerosas fibras hornbléndicas finas, pertenecientes al metamorfito, lo que se reconoce a simple vista por el aludido color de la "cuarcita".

No lejos del dique Nacional, el carácter migmatítico de vetas de lustre céreo (que a primera vista parecen ser "diferenciaciones" del metabasito), está bien definido. El "filón" tiene una potencia de apenas 4 cm. (**58**) y emite hacia el hospedador anfibolítico, atravesado por numerosas vetas cuarzosas y un filoncito pegmatítico, varias apófisis de aspecto serpenteado, ptigmatítico. Este rasgo epigenético de la "cuarcita" recibe corroboración al estudiar el corte delgado. Trátase, pues, de un producto criptómero al ojo desnudo, cuyo cuarzo corresponde a dos generaciones. La más antigua está representada por el tejido fundamental granoblástico ([94b]), en parte regularizado, impregnado por material fino, grafitoide. En algunos lugares el tejido contiene cristalitos de plagioclasas **muy básicas** (41° ⊥ ¢), veladas al microscopio por finas fibras de hornblenda. Vetas de cuarzo más moderno atraviesan la textura paralela. Finalmente, hay que recordar lo dicho en la pg. 26 respecto de la aplita gneisica migmatítica **50**. El microscopio demuestra la pertinencia al magma granodiorítico al presentar un conjunto de fenoblastos débilmente filamentosos de oligoclasa básica, antipertíticos, y cuarzo en compañía de biotita primaria, ortosa y muscovita más moderna.

Interés especial merece la textura de los restantes tipos **38** y **44** ([95]). Es filamentosa, no regularizada y más moderna que la textura paralela del hospedador metabasítico. Su integrante más fácilmente removible, va-

le decir, los tallitos hornbléndicos, fué asimilado por la "inyección aplítica" (el "sudor" en la nota 4) y sirvió para orlar los cristales aportados. Así, los numerosos porfiroesteres plagioclásicos de ambos migmatitos en cuestión (con su contorno cristalográfico bastante bien desarrollado y pertenecientes, en **38**, a las mezclas tanto oligoclaso-andesínica como labradoro-bitownítica) se hallan a menudo en textura filamentosa junto con la hornblenda. La relación cronológica entre los dos componentes queda subrayada en la misma roca, al observar fibras del último mineral incluídas en los planos de exfoliación del feldespato "porfídico". Sus representantes están ceñidos inmediatamente por el tejido granoblástico, feldespato-cuarzoso, entremetiéndose así el pavimento entre ellos y su envoltura hornbléndica. La presión tectónica no alcanzó para producir textura paralela (ver WEGMANN, 1935 : fig. 1 y SENG, 1936).

Figurando como los últimos representantes de apéndices rocosos, se nos presentan ciertas inyecciones blancas que, en el metabasito **6***, apenas alcanzan una potencia de 5 mm. Se caracterizan por su contenido en cuarzo, microclina y plagioclasa ácida, en tanto que el hospedador lleva un labrador con laminillas anchas (23° $\perp$ ₵). Su albitización fué precedida o acompañada por la cataclasis. Debido a ella los cristales de la hornblenda y la plagioclasa primaria fueron, o destruídos o revestidos con ribetes de trituración y entre los planos de exfoliación depositóse sustancia "albítica". Su naturaleza sinantética se denuncia claramente en una oligoclasa neoformada y rica en inclusiones desmigajadas. El mineral ha sido seudopertitizado, tanto siguiendo sus laminillas muy finas, como a partir de la periferia. Aparecen inclusiones de contorno arbitrario, pero generalmente alargado según el (010) del hospedador y siempre constituído por las descalcificaciones α y β (pg. 45). Lo mismo sucede en el borde del mineral. Salientes puntiagudas de la sustancia primaria, con sus inclusiones oscuras casi alcanzan el margen de silicatos secundarios, y éstos, formando sinántesis, llenan también los ángulos entrantes de las puntas.

α. Pegmatita

Resumiremos lo observado en el cuadro que sigue:

	I. — 8* (pg. 22)	II. — 8*a	III. — 8*b
1. Feldespato predominante	K Ortosa, pocas veces microlinizada incompletamente Micropertita	Ortosa, generalmente microclinizada, con un único sist. de laminillas borradas	Na — Ca
2. Antipertita	→ (26)		Abundantes productos metasomáticos
3. Plagioclasa — a. Oligoclasa	Rica en inclusiones. Remanentes del mineral están diseminados en la ortosa con aparente irregularidad, constituyendo en parte zonas de polvo ferrítico (ver pg. 59)		En parte con laminillas finas y estructura zonal inversa
3. Plagioclasa — b. O. del mort.	Abundante		Abundante
3. Plagioclasa — c. Oligoclasa — Andesina	?	$\omega = \alpha_1$	—
4. Descalcificación de 3 en 2 etapas (pg. 57) y ribetes albíticos	Albita secundariamente rojiza (β, pg. 46) formando manchas y ribetes dentro y alrededor de la oligoclasa - albita (α) sustituyéndola. La diplagipertita (seudopertita) a veces da el aspecto de maclas (pg. 48)		Avance de la descalcificación siguiendo las fisuras de 3, (ver 5 y 6). Albitización de las laminillas (compárese microfot 26). Ribetes alrededor de cuarzo, microclina y plagiocla-a, seudopertíticos, parcialmente zeolitizados (lám. XI, fig. 43).
5. Microclina	ver bajo 1 En el mortero	—	En el mortero y en las fisuras de la plagioclasa
6. Cuarzo	Idem. En granos aislados y cintas de cristales endentados	Raros cristales acompañados de albita e incluídos en 1	Las acumulaciones de granos cuarzosos en los cristales de plagioclasa o sus junturas son un componente análogo al mortero cuarcíf. de las fisuras
7. Muscovita	En el mortero	En hojitas y grandes cristales	Seudomórfosis plagioclásica
8. Biotita	—		Grandes cristales (lam. 4, fig. 11). En el mortero acompaña a la muscovita
9. Apatita	-	Abunda en 3 c.	—
10. Epidoto	—	Proveniente de 3 c.	Acompaña la biotita y los ribetes albíticos (pg. 62)

Parece que los filones neumatolíticos del Uruguay, a pesar de su abundancia, están exentos o escasos de componentes accesorios de valor técnico (WALTHER, 1932). Desde hace tiempo son conocidas las pegmatitas con casiterita provenientes de Encruzilhada, en el sud del vecino Estado brasileño de Rio Grande do Sul (GUIMARÃES, 1926).

Nuestro material III pertenece a las "pegmatitas comunes" de FERSMANN (1931), las que, fuera de plagioclasa no albítica, se caracterizan en la naturaleza especialmente por su contenido de biotita en fajas, así como a menudo por la ausencia de estructura gráfica. Se formaron a una temperatura de 800-700° (tipo 1 a). Según la nota 31, parece que en Montevideo están representadas también las "pegmatitas de elementos raros", las que corresponden a temperaturas de 700-600° y menores (tipo 1 b). A temperaturas aun más bajas, la formación de biotita apenas es posible.

Los tipos I-II son miembros de las "pegmatitas de B-Fl", muy comunes, así como de las pegmatitas muscovíticas (tipo 2), de importancia técnica (temperaturas inferiores a 500°). Ya el tipo 1 se aproxima algo a los productos en cuestión, por el tránsito del grafófido a agregados de pertita microclínica y cuarzo.

Las pegmatitas "de berilo y topacio" (FERSMANN) constituyen un apéndice del tipo 2. El yacimiento respectivo situado en el depto. de Colonia y descrito por TEISSEIRE (1928) ([97]), no lo conozco sino por muestras provenientes de él. El contraste entre las pegmatitas de los tipos 1a y 2 se traduce principalmente por la relación existente entre la biotita al lado de plagioclasa ácida y el cuarzo, así como también la muscovita y en menor grado el feldespato potásico. En la historia magmato-postmagmática, el comportamiento de la biotita es imitado poco después por el feldespato potásico (cerca de 500°). Contrariamente a esta reducida adaptación, el cuarzo tiene una "longevidad" extraordinaria por disponer en alto grado de dicha facultad. Fenecida la "juventud" magmática, entra en la senectud expuesta a temperaturas no mayores de 200°, aproximadamente. La "vida" del mineral es mucho más larga que la de la mica clara (pg. 61).

¿Cómo se nos presentan los mencionados fenómenos en los afloramientos montevideanos y en las muestras recogidas? El lepidomelano es el componente más acomodaticio. Caracteriza la pegmatita III, reducida a veces a concentraciones micáceas y ha sido extraído neumatolíticamente del gneis vecino. Puede enriquecerse en ciertas aplitas formando una salbanda monomineral (pg. 26). De un modo distinto se modifican los tipos I y II. Es sabido que en semejantes filones el contenido de mica clara y feldespato potásico empobrece. Aun este mineral puede desaparecer, eliminándose del "eutéctico" (pg. 30), quedando el cuarzo, que va siendo reemplazado más y más por productos póstumos dependientes de factores hidrotermales favo-

recedores de largas expansiones del mineral. Pero la familia de los feldespatos no se retira del campo pétreo sin dejar rastros, tal como ha sido descrito en varias partes de este trabajo. La sustituyen aquellos de sus miembros que se acomodan a la avanzada edad pétrea (albita y oligoclasa ácida). La epigénesis se verifica ya a temperaturas descendidas poco por debajo de 500° (micropertitización de los feldespatos potásicos en I-II ([98]), formación de ribetes seudopertíticos en los tres tipos). La plagioclasa más ácida desciende pues a temperaturas casi correspondientes a las del cuarzo hidrotermal, lo que queda bien ilustrado por la sinántesis con el carbonato (microfot. 42).

e. **Filones lamprofídicos.**

Véase el cuadro de la pg. 19. Con excepción de un asomo observado en las canteras de diorita cuarzosa en Capurro, parece que todo el material melanocrático pertenece al séquito del plutonito post"arcaico". Y llama la atención el contraste entre su escasez y la abundancia de los productos leucocráticos, observada en muchas regiones del mundo. Esto, como dice DRESCHER-KADEN, sorprende, siendo los mafitos debido a su menor viscosidad más dispuestos a formar inyecciones que los satélites siálicos. Si bien el mencionado investigador no niega el aporte del material "ácido" (vale decir, de las soluciones residuales del magma, neumatolíticas e inyectables hasta larga distancia), deriva su mayoría de "exudaciones" o desmiscibilizaciones del hospedador, movilizadas en superficies tectónicamente alteradas. Según lo dicho antes, este acto necesita el impulso del icor (nota 100). Nuestro tectonito gneisico ultrametamorfoseado, pasa tanto a cuerpos plutonitoides, como a sus facies aplito-dioritoporfirítica (pg. 65) y aplítica. Su abundancia está conforme con la de los mencionados cuerpos preferentemente per y mesosilíceos en todo el mundo.

III. Las "invaginaciones" algonquianas y el material encajonante.

El término "anatexis" (= refusión, pg. 10 y nota 4), introducido por SEDERHOLM, "involucra todas las acciones que tienden a la formación de rocas migmatíticas, vale decir, que se caracterizan por una combinación entre rocas sólidas primarias y magmas (ver más adelante) de intrusión posterior" (SEDERHOLM, 1913). Es sabido que las investigaciones del geólogo finés, realizadas en una región clásica del cristalínico antiguo, han despertado gran interés en todo el mundo. Tanto es así que existe el peligro de una repercusión demasiado intensa, de modo que "al final todo se vuelve migmatito" (ERDMANNSDÖRFFER, 1939). El carácter complejo de la

mencionada era cristalina forzosamente se presta a interpretaciones diferentes. Su valor universal puede demostrarse solamente después de múltiples trabajos de laboratorio ("petrofabric analyses") e investigaciones geológicos en la Naturaleza y considerando en la medida de lo posible los datos bibliográficos. Aquí, como en todo estudio de la obra de la Naturaleza, será necesario abandonar o modificar muchas suposiciones prematuras, que, sin embargo, no carecen de utilidad como indicadores de nuevos derroteros. A este respecto quizás haya que recordar ciertas ideas tendientes a liberar una parte de la migmatogénesis de la alianza con los magmas ([99]) "de intrusión posterior" (ver antes) o a ampliar el concepto "magma" (ver DRESCHER-KADEN, 1936:285) ([100]).

No existen datos sobre la naturaleza de las "invaginaciones" mencionadas en la pg. 32, ni sobre la configuración del plano limítrofe entre la infra y la supraestructura (WEGMANN, 1935). Por la extensión de las cubiertas terciaria y cuaternaria será difícil averiguar datos al respecto. Lo único seguro es que, contrastando con los esquistos fuertemente levantados del "arcaico", **algunas partes** del algonquiano (filitas acompañadas de cuarcita y caliza marmoloidea) se destacan por su posición aparentemente poco perturbada, mientras que en otros amplios distritos la tectónica es análoga a la del complejo antiguo. Sucede, pues, que el hemimetamorfito no siempre ha sido "involucrado" en los apretados pliegues muy inclinados del zócalo. El diastrofismo se halló pues sometido parcialmente a un régimen menos rígido, aunque autónomo, mientras que en la mayoría de los casos la tectónica moderna se asimiló a la antigua ([101]). La fusión de ambas estructuras provoca fuertes reacciones químicas que favorecen intensas "imbibiciones" (migraciones de sustancia) y procesos metasomáticos. Estas influencias, cuando son considerables y van acompañadas de temperaturas elevadas, pueden transmitir a la supraestructura los caracteres de la infraestructura. Este acto ha sido designado como "avance del frente migmatítico". De lo dicho se deduce que los términos anatexis, migmatitización y granitización (pg. 66 y nota 84) son aproximadamente sinónimos ([101a]). Como ejemplos que, según WEGMANN, demuestran la irrupción de la infraestructura hacia los anticlinales de la supraestructura, este autor cita diversas regiones del basamento cristalino, escandinavo-finesas, bien estudiadas. Las ideas del investigador nombrado tienden a expresar que la infraestructura desempeña el papel de intrusiones graníticas (WEGMANN, l. c.: 335 y fig. 9; ver también DRESCHER - KADEN, 1936:305 arriba). Analizaremos ahora más detalladamente el material recogido en los lugares mencionados en la pg. 32.

1) El acompañante carbonatado de la filita en los diversos yacimientos nacionales es tan común que rige también en el caso de la muy limitada fi-

lita grafítica **82.** De la predominancia biotítica sobre la muscovítica se deduce que la blastesis es más avanzada de lo que hace suponer el aspecto de la muestra. Entre los componentes esenciales figuran albita secundariamente rojiza, cuarzo y granate no raro, en tanto que la turmalina aparece accesoriamente. Siendo abundante el carbonato incluído en la roca acompañante **39**, la textura paralela recién se delata al microscopio. Este material constituye una pequeña saliente en el lecho del Ao. Miguelete. El mineral micáceo del metamorfito migmatítico consiste en clinocloro. Está acompañado de hornblenda y ambos alternan en bandas con el carbonato. Tampoco faltan algunos cristales plagioclásicos.

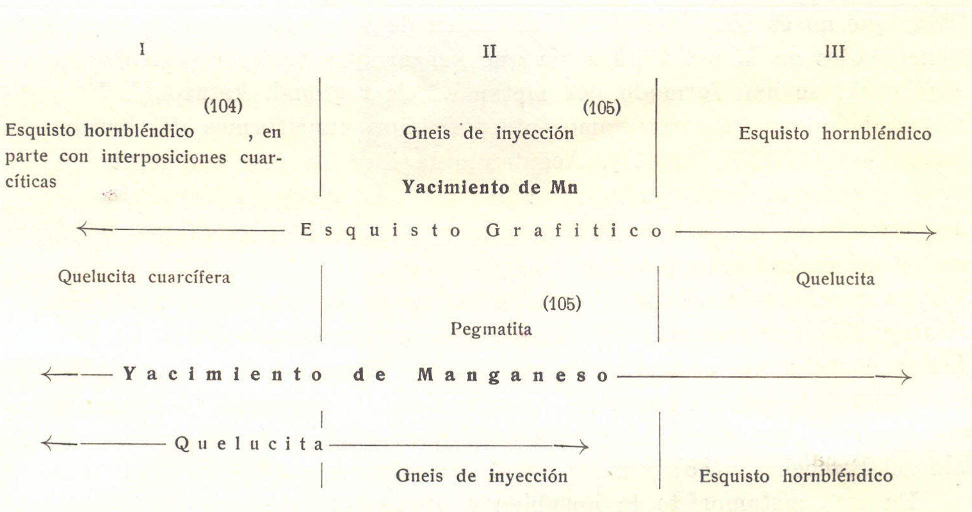
2) En las pgs. 32-33 se habló de la anfibolita tectónicamente alterada al contacto con la cuarcita. Podría atribuirse esto a la diferente plasticidad de los dos componentes. Además parece que su alternancia indica la existencia de intermediarios entre un tufoide básico, piroclástico, y una arenisca "ácida", aeroclástica. Pero el estudio microscópico aclara que la cuarcita es "supraestructural" y sincrónica de los esquistos parcialmente cuarcíticos de la mina de S. Mateo. De lo dicho se colige que el **límite entre los dos productos es un campo de acción químico-física**: imbibición y metasomatosis (ver antes). La anfibolita **87** recibe pues una doble textura bandeada, o sea, tanto eclogitoidea (uralito-feldespática ([102]) + granate), como cuarzosa. La última se deriva de la cuarcita **88** con sus componentes esenciales cuarzo, hornblenda y granate, posteriores a la sustancia grafítica parcialmente incluída en el granate (textura primaria). "Si a MnO (ver más adelante) y SiO_2 se agrega Al_2O_3, entonces otro mineral debe estabilizarse: la espesartina ([103]). Este mineral se formará a expensas de la rodonita, pues una parte del Mn y del SiO_2 se combinará con Al_2O_3:

$$3\ MnSiO_3 + Al_2O_3 = Mn_3Al_2Si_3O_{12}.$$

Si la cantidad del segundo componente es pequeña, resultarán los gonditos rodoníticos; en el caso contrario se originará un gondito común = espesartina + cuarzo + poco metal manganésico...." (HEZNER 1919). Esta autora indica que los metamorfitos de óxidos de Mn, carbonato y silicatos, muy variables en su composición debido al aporte cuarzoso, tipos hornbléndicos, etc., no encuentran lugar en el conocido sistema de GRUBENMANN. Es de mucho interés el estudio de las rocas manganesíferas, explotadas no solamente en el basamento cristalino de la parte meridional del Uruguay sino también en regiones de estructura análoga del depto. de Rivera (WALTHER, 1919, y LLAMBIAS DE OLIVAR, 1924). Se entiende que futuras investigaciones habrán de referirse en primera línea a los datos obtenidos ya hace mucho en los yacimientos brasileños de alto valor técnico y conocidos en la literatura.

En el prefacio de la obra fundamental de GUIMARÃES (1935), MIGUEL ARROJADO LISBOA recalcó ya en 1925 la existencia de dos tipos de yacimientos manganesíferos análogos, no heterogéneos (como anteriormente se creyó), pertenecientes al Estado de Minas Geraes (Burnier y Queluz), y los comparó con el Dhárwár-Kodur de la India peninsular. El primer tipo en el Brasil está unido a los esquistos epimetamórficos del algonquiano (itabirita, filita a menudo grafítica, clorítica, cuarcítica y carbonatada). Estos metamorfitos alternan con tufoides anfibólicos. Los minerales de Mn son pirolusita, psilomelana y braunita. El granate es componente accesorio.

A estos esquistos sedimentógenos se agrega por tipos intermediarios la quelucita. "Do schisto cinzento, contendo intercalações de queluzito, passa-se a uma rocha com carater metamorphico mais accentuado...". En otro yacimiento, la quelucita, formada en fracturas, **"pela digestão dos elementos da rocha encaixotante"**, lleva considerables cantidades de grafita, representando relictos del material primario. Los perfiles de GUIMARÃES (folha 4-6) muestran las relaciones íntimas de la quelucita y el material acompañante:



El más importante mineral de Mn, que abunda en ciertos lugares y en grandes cristales, es la rodonita. Aparece en filones pegmatitoideos dentro de la quelucita. Estos, en opinión de GUIMARÃES, pertenecen a las emanaciones postgraníticas que han extraído del sedimento primario los óxidos de Mn, los que participaron en la constitución de la rodonita y del granate, salvo reducidas cantidades formando inclusiones en el primer silicato o insinuándose por entre sus cristales.

No será fácil revisar críticamente el hallazgo de este producto identificado por LLAMBIAS DE OLIVAR probablemente durante los trabajos de explotación de la mina "La Adelaida". Supuesta la existencia del mineral, atribuímos su formación a los agentes metamorfoseantes que acompañaron la invaginación del algonquiano en el basamento antiguo, pero no a la diorita vecina (pg 33).

LEINZ (1939, ver arriba pg. 58) dice que en el Estado de Paraná parece existir cierta relación entre la composición mineralógica de las rocas con silicatos de Mn, no raras en dicho paraje y los metamorfitos adyacentes. Sucede de este modo que gonditos con abundante cuarzo aparecen al lado de cuarcitas y que gonditos actinolíticos siguen a actinolititos, mientras que gonditos danemorítico-gruneríticos están interpuestos entre gneises muy micáceos. Si bien el autor manifiesta que la dependencia tendría que ser controlada en todos los casos, subraya no obstante que el gondito —en analogía a lo que se observa en nuestro representante actinolítico— **pasa gradualmente a la roca yuxtapuesta**. LEINZ deriva de lo dicho la existencia de una roca primaria rica en Mn-Fe y Mg-Al. Quizás sea más acertado relacionar el estado transitorio, sea con la tufogénesis de la actinolitita (pg. 74), sea con la migmatitización de la roca adyacente. La constitución gondítica estaría limitada a la vecindad del mafito. En una publicación anterior (1938), LEINZ opina (ver también LEONARDOS, 1938) que no es fácil interpretar el origen de los yacimientos de magnetita mencionados en la pg. 58. Habría que pensar que estos "sedimentos arcaicos" ([106]) se han formado por metamórfosis regional, katazonal. Es posible también que "figuren como interposiciones cuneiformes del basamento cristalino" (LEINZ, 1938:4). Aceptando la idea de esta estructura geológica, se trataría (como en nuestra intercalación manganesífero-hematítica), de yacimientos seudosingenéticos, pero en realidad epigenéticos, filoniformes y ensanchados en plancha.

Es conocida la dificultad interpretativa de los yacimientos sedimentarios de Mn, pertenecientes al fundamento arcaico-eopaleozoico. La concordancia entre el yacimiento y las rocas acompañantes y la existencia de estructuras de transición aparente, no garantizan la singénesis. — Siguen algunas observaciones sobre la constitución mineralógica de la cuarcita de la isla del Bizcochero (**88**) y de la anfibolita adyacente (**87**).

En este metamorfito la hornblenda aparece en dos modificaciones, de las cuales la feldespato-uralítica se distingue como siempre por su coloración intensa y el pleocroísmo verde azulado según c. El otro tipo parece estar limitado a la vecindad del granate, es casi incoloro y carece de pleocroísmo. Significativo es el clivaje según (001), relacionado con la formación de finas laminillas (compárese la buena reproducción de la danemorita en LEINZ, 1938; fig. 4). Es interesante 1) que dicha hornblenda manganesífera no haya sido encontrada en nuestros metabasitos sino al lado del yacimiento metalífero y 2) que, al seguir las fracturas irregulares del frecuente granate, débilmente rojizo, rico en inclusiones y hematíticamente bandeado, aparezca intercrecida con el mineral regular y le suplante en parte ([107]). Los granos del tejido fundamental cuarzoso, pobre en feldespato, alcanzan un diámetro de 1,5 mm.

En esta anfibolita y especialmente en la cuarcita que al parecer pasa a ella, los porfidoblastos del granate están orlados de filamentos hornbléndicos, pero han sido regularizados bastante imperfectamente. El interior de los cristales cilíndricos es completamente isótropo, mientras que ciertas partes del borde con sus finas inclusiones grafíticas, son de birrefringencia débil excepto el ribete periférico. Se trata de un intercrecimiento micropoiquilítico, granato-hornbléndico (lám. XI, fig. 45). El tamaño de los granos de cuarzo en el pavimento fundamental de **88** corresponde al indicado para **87**. — Las bandas de hematita son de menor edad que la textura paralela de los minerales descritos (ver pg. 68).

Resumiendo lo expuesto vemos que la naturaleza gondítica es la consecuencia de una anfibolita "arcaica", débilmente eclogitizada, con una invaginación cuarcítica, granatífera y hornblendizada. El contenido de Mn proviene tanto de la arenisca primaria, como de las emanaciones del granito más moderno, desarrolladas durante la invaginación. El hemimetamorfito algonquiano, análogo al "Burnier" brasileño, fué "quelucitizado", posiblemente junto con la formación de rodonita. Ya anteriormente (WALTHER, 1919:171) se llamó la atención sobre el hallazgo poco seguro todavía de dicho silicato en los yacimientos de Fe-Mn del depto. de Rivera, epigenéticos (?) e intercalados entre gneises y cuarcitas.

3) Así como la anfibolita cuarcítica **87**, y la cuarcita hornbléndica **88**, así tampoco el "carbón" cuarcítico **64**, poco transparente al microscopio, encuadra en la sistemática de los esquistos cristalinos en razón de sus porfidoblastos de hornblenda, en parte encorvados y diseminados en un tejido cuarzoso, granoblástico. La cuarcita está separada de la anfibolita encajonante por un producto de transición, prasinítico (**65**), que lleva inclusiones retorcidas de cuarcita. El tejido fundamental de **65** es cuarzoso (el diámetro de los granos raras veces sobrepasa 0,2 mm.), pero contiene algunos cristales de plagioclasa básica. La hornblenda aparece en dos generaciones: la de mayor edad, siguiendo la esquistosidad, constituye tallos fibrosos de color verde ($c : \mathfrak{c} = 23°$) o pardo según c (por concrecimientos férricos). En cambio, el representante del silicato más moderno se destaca en el preparado por sus cortes predominantemente básicos, a menudo bien idioblásticos, casi incoloros y no pleocroicos (lám. XI, fig. 46). La formación de esta actinolita coincide probablemente con la migmatitización (hornblendización, anfibolitización) de la cuarcita "carbonosa", lo que hablaría a favor de su edad postarcaica.

4) Ver las pgs. 67-68.

5) En sus microfotografías XII y XIII, GUIMARÃES (1935) compara un gondito con una quelucita, observando en la pg. 57 que el primero, cuando acompañado de esquistos anfibólicos, lleva cuarzo con inclusión de

fibras tremolíticas y además grandes cristales de granate. El metamorfito ([108]), según el investigador brasileño, corresponde al gondito de FERMOR, y en efecto, este autor había clasificado la roca espesartino-cuarzosa del Dhárwár (pg. 75) como "gondito" (cit. por BEYSCHLAG, KRUSCH y VOGT, 1913:597). La inclusión de todas las rocas manganesíferas en el concepto "gondito" es consecuencia de la analogía entre los parametamorfitos Mn-silicatados de la India y del Brasil, así como de la homogénesis y alianza entre el "Burnier" y el "Queluz", "Entre o gondito e o queluzito, ha rochas de composição intermediaria".

LLAMBIAS DE OLIVAR (1921) estima que la "ausencia hasta ahora de granates y de rodonita, impide colocar estos minerales" (los de S. Mateo) "entre los de la serie gondítica". El hallazgo de la anfibolita gabbro-diorítica **138-139** en las inmediaciones de la mina, confirma lo dicho en la pg. 76 y de relieve a las palabras "hasta ahora" del citado autor.

Notas explicativas

---

(1) LAMBERT, 1939. Contrariamente a lo establecido por mí en 1912 y rectificado en 1927, pero sostenido por GERTH todavía en 1932, el Gondwana brasileño-uruguayo no transgrede hasta el río de la Plata. Por esto es desde ya poco probable que ciertas rocas filoniformes oscuras de Montevideo, llamadas "meláfido" (1911 y 1911a) pertenezcan a dicha formación. Han sido referidas más tarde (WALTHER, 1919) al basamento cristalino (lamprófidos). Ver la nota 9.

(2) En un informe, LUGEON (Agronomía, 1925:26) sostiene que la caliza marmoloidea de la cantera Burgueño (Nueva Carrara), definida como mármol "altamente cristalino" ("con idocrasa y casi libre de óxidos"), pertenecería al silúrico marino. El mismo autor, simultáneamente (1925) y contradiciéndose, llama la atención sobre las "nombreuses masses opaques d'hématite" de la roca que, según él, lleva restos fósiles. FERUGLIO (1927) habla de fósiles problemáticos del material.

(3) La extensión del "Arcaico" en Rio Grande do Sul es mucho menor que la supuesta hasta ahora (LAMEGO, 1937, mapa; LEINZ y BARBOSA, 1941). Ver el resumen.

(4) "Senão nos primordios da consolidação da crosta da terra" (1938 :1). Se sabe que el "destronamiento" del granito ha sido inaugurado con los trabajos de investigadores franceses sobre la feldespatización y la metamórfosis de contacto a gran profundidad, asociadas a fenómenos tectónicos. ESKOLA (1932) ha dado expresin drástica a esto diciendo: "Granitic magmas might be characterized as the sweat oozes out from the body of mother earth during the convulsions of orogeny". Según ESKOLA, tales granitos palingenéticos son distintos de los juveniles provenientes de soluciones residuales. Los intercrecimientos granofídicos ("micropegmatíticos", ver WALTHER, 1927a, láms. II y III, figs. 4 y 10, así como especialmente más adelante *IM* 7) figuran como "the beginning of the differentiation of a basaltic magma finally leading to granites". Con DRESCHER-KADEN (1936:283) dudamos de la existencia de un magmatito estrictamente "juvenil", quiere decir, no contaminado en su largo ascenso por la vecindad simato-siálica. En uno que otro caso de contaminación se podrá demostrar "a necessidade de admitir a assimilação como processo modificador do magma olívinico e, òbviamente, que tal assimilação... teria ser de rochas ácidas..." (GUIMARAES, 1947:82). No hay que exagerar el papel del proceso modificador y derivar de él la formación "del" granito (ver más adelante).

(5) Leinz (1941) adhiere totalmente a estas "ideas revolucionarias".

(6) Ortosización (nota 76) + microclinización = feldespatización potásica.

(7) En la playa han desaparecido por la construcción de la rambla muchos afloramientos, instructivos por revelar las relaciones entre el gneis y la anfibolita con sus inyecciones filoniformes (ver, p. ej., la playa situada al pie del cementerio viejo). Sin embargo, todavía hoy los alrededores de la avda. Wilson entre la playa Ramírez, Punta Carretas y Pocitos, ofrecen muchos afloramientos instructivos. Mencionamos la región de las antiguas canteras de Ramírez, cortada por el profundo desmonte de la avda. Cachón (* en la fig. 2).

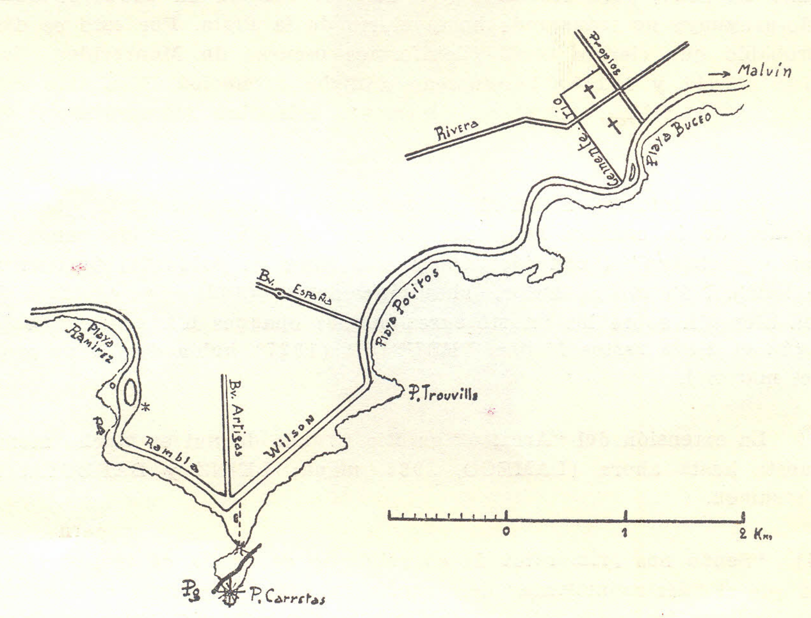


Fig. 2. — Configuración simétrica de la punta Carretas (ver fig 1) *Costa oriental* concordante con la esquistosidad del gneis y sus interposiciones pegmatíticas (pg, esquemático). *Costa occidental*: Lucha entre a) la concordancia, debida a las diaclasas del gneis, orientadas en sentido de NW. y NNW. (ver lám. 2, fig. 5) y acompañadas por los lamprófidos (98 y 5) y b) la discordancia de la esquistosidad del gneis (E-W.) con los filones camptoníticos interpuestos ("o" en el croquis). — Pgs 11, 21, 30, 82, 96, 102, 110, 113, 126 y notas 7 y 9.

Symmetrischer Bau der Punta (Landspitze) Carretas. *Östlicher Teil* mit konkordanter Küste (s. die der Schieferung des Gneises folgenden alten Pegmatite (pg, schematisch). Im *westlichen Teile* ist der Küstenverlauf bestimmt a) durch einen schwach alkalinitischen Lamprophyr (vergl. 1 in Taf. 4, fig 10), der pg schneidet und der nordwestlichen Klüftung des Gneises folgt (siehe * und Taf. 2, fig. 5), und b) durch die Diskordanz mit dem E-W geschieferten Gneis und ihm eingeschalteten camptonitischen Lamprophyren ("o" der Skizze, die vermutlich wenig jünger sind als "1".

(8) La distribución de la "Serie de Minas" (ver el cuadro siguiente) es mucho mayor que la indicada en el mapa de LAMBERT, 1938, lo que no fué suficientemente corregido en el mapa del Inst. Geol., 1946. Así, en el depto. de Ro-

cha, el "Proterozoico", en parte con carbonato marmoloide (estancia Altino Silva cerca del paso Lanas del Ao. Sarandí de la India Muerta), se encuentra bastante desarrollado, siendo fácilmente accesible, p. ej., entre la capital y el cabo de Sta. María (ver WALTHER, 1923, lám. VIII, y el croquis de 1927). En el depto. de Flores, la distribución del "algonquiano" no se ha definido todavía. El basamento cristalino del depto. de Canelones no está constituído enteramente por el arcaico, sino que incluye el hemimetamórfico de Piedras de Afilar (WALTHER l.c.) junto con las areniscas de Aiguá. En el mapa de 1946, esta denominación se reserva para los efusivos "de Arequita, Marmarajá y Aiguá", pero en la región del cerro Arequita se ha registrado solamente la "serie de Minas". Ha observado MAC MILLAN (1933:50) que "las rocas efusivas... están interestratificadas con areniscas...".

(8a) Reproducido por JORGE AZNARES (Apuntes y notas sobre "Una nomenclatura para los suelos del Uruguay, basada en la Geología", etc. — Rev. Facult. Agron. **40**, 1945). El cuadro original registra el hecho conocido de que el granito del Uruguay pertenece a dos generaciones. AZNAREZ lo atribuye en su totalidad al Arcaico (l.c. pg. 64). — Han sido confundidos los incisos VI y I del original. En éste, por un error de imprenta, una e ha sido colocada al principio de los efusivos de Serra Geral, miembro más moderno de los eruptivos a hasta f, indicados en el lado derecho del cuadro (AZNAREZ, l.c. pg. 17). En el mismo, los números 11a, b y c se refieren a tres notas al pie en el cuadro de WALTHER! La primera corresponde al "Eocretáceo El N" (error de imprenta transcrito del original, en vez de "El Neocretáceo"). Hay que considerar que al autor del trabajo mencionado al principio de esta nota, no le fueron entregadas las pruebas de imprenta (ver lo dicho sobre una omisión análoga en WALTHER, 1946:III con tres páginas de fé de errata).

La edad de las "lavas de Serra Geral" (AZNAREZ, l.c. 45) queda indefinida. El autor, más adelante (pg. 82), observa que otros geólogos, WALTHER entre ellos, colocaron erróneamente dicho horizonte en el Terciario. En realidad el último autor, ya en 1919 lo atribuyó al pre-Neozoico, en 1927a (ver la bibliografía al final del presente trabajo) al pre-Cretáceo y, finalmente, en el cuadro copiado por AZNAREZ bajo D, lo registró como miembro más moderno del "Eojurásico-Permocarbonífero (formación de Gondwana)".

(9) WILLMANN, 1915. Canteras de nordmarquita no gneisificada en La Paz (fig. 1; *1/57*, *4/57*, **96a** y **b**) y alrededores (con xenolitos aplíticos y filones lamprofídicos: *LP 1* y *1a 55*, *56*). En Montevideo, el grupo d (pg. 12) está representado por los filones camptoníticos, descritos en WALTHER, 1919:60 (**1*** hasta **5***, **9*** y **10***, **22a** y **89a**). En 1908, el Dr. H. FRANK, quien había observado el color celeste de la salbanda y la riqueza de biotita en el interior, llamó mi atención sobre los filones ("c" en la lám. 1). En apófisis muy ramificadas, la salbanda ha inyectado el gneis de la Tablada (fig. 1), cociéndolo. En otros puntos existe una silificación de la roca perforada y se hallan xenolitos (en **22a**).

Son escasos los datos sobre el séquito del granito c_3 y la aparición del plutonito en los alrededores de Montevideo (peñascos tipo "bolsas de lana" cerca de Pando). El estudio de ciertas inyecciones aplito-pegmatíticas revela su naturaleza criptalcalinítica (ver C II, c), y lo mismo se nota en algunos lamprófidos bastante descompuestos. Hay cuatro asomos, todos con rumbo al NW. o NNW. (**84**;

5/20; **98** y *1/32*; *5*). El más característico es el nombrado en primera línea (lám. 4, fig. 10), de aspecto poco esquizolítico a consecuencia de numerosos fenocristales de feldespato, tamaño hasta de 8 mm.

Esto dió motivo a la clasificación de la roca como "meláfido" (nota 1), conforme con el concepto estricto de "lamprófido", establecido por ROSENBUSCH. Sin embargo, ya el maestro, al describir las shonquinitas y teralitas, así como los lamprófidos camptonito-monchiquíticos (WALTHER, 1919, anexo II y pg. 69 abajo) habló de "facies transitorias", plutonito-vulcanito-esquizolíticas.

La pasta fundamental de **84** (hasta donde la descomposición admite su análisis) se compone de muchos cristalitos de olivina y listoncitos plagioclásicos con sustancia intersticial, microgranuda, a veces débilmente violeta (augita titánica) y último relleno de vidrio o analcima (?). Los fenocristales de plagioclasa, frescos, pertenecen a mezclas labradóricas y aun más básicas. Más antigua que esta generación feldespática es la olivínica que forma numerosos cristales, en parte muy corroídos e incluídos en la plagioclasa. El ortosilicato está transformado siempre en un mineral de birrefringencia débil (¿talco?). — El N.° **98**, no porfídico, constituye la salbanda de 20-30 cm. de espesor, perteneciente a un filón (*1/32*) potente (3-4 m.) que cruza la pegmatita de la fig. 2 del texto. En la sustancia muy herrumbrada se destacan algunos fenocristales de feldespato. Un remanente del filón prolongado (*5*), con rumbo N. 15° W., potencia alrededor de 3 m. y segregación cascaroidea, se ha conservado entre los dos ramales de la rambla. Termina en la vecindad del paraje marcado con "o" en la figura recién citada, siendo sin embargo imposible averiguar sus relaciones cronológicas con el otro tipo lamprofídico.

Llama la atención la analogía entre la salbanda **98** y la pasta fundamental de **84** por un lado, y la "diabasa analcímica" de WILLMANN, 1915, fig. 5 y análisis químico, por el otro (ver WALTHER, 1919:59 abajo —*M* **22**—. a comparar con *M* **24**, WALTHER l.c.:60). El material de la punta Carretas tampoco permite el estudio de las regiones intersticiales. Entre los listoncitos feldespáticos se hallan algunos ejemplares de tamaño algo más grande, los que, sin embargo, no constituyen una generación primaria.

Resumiendo lo dicho, vemos que en nuestra región se encuentran dos tipos lamprofídicos, de los que el criptalcalinítico corresponde al ausente granito c_3 (pg. 12) y suponemos que este conjunto sea el precursor de los mesoalcalinitos (WALTHER, 1938:155) de La Paz, del Pan de Azúcar, etc. La presencia del criptalcalinito justifica la discriminación "arcaico"-algonquiana en Montevideo (ver el inciso 17 del resumen).

(10) Ver, p. ej., la piedra cordierítica y corindonítica en la filita de Minas (WALTHER, 1918 y 1921).

(11) La discordancia se revela en parajes con superficie articulada y en presencia de un material rígido (cuarcítico) del algonquiano (MAC MILLAN, 1933:31). Semejantes perfiles no pueden existir en Montevideo, cerca de la costa. Aquí, las filitas y cuarcitas del hemimetamórfico han sufrido una invaginación concordante en el gneis y la anfibolita "arcaicos" (ver más adelante). En uno de estos yacimiento (*1/45*), la cantidad de sustancia grafitoidea es tan grande que se abrigó la esperanza de encontrar carbón (compárense los numerosos casos análogos en el sud del país, p. ej., el mencionado por WALTHER, 1914 y 1915).

El primer hallazgo de esquistos hemimetamórficos cerca de Montevideo (**82** y *trap*) fué hecho en el Ao. Miguelete (WALTHER, 1911 y 1911a). Hoy dia existe un afloramiento bueno en el puente del camino Propios (ver nota 35) y a la misma edad pertenece el "esquisto arcilloso" de la mina de San Mateo (GUILLEMAIN, 1912, y LLAMBIAS DE OLIVAR, 1921), atribuído al devónico por el primero de dichos autores.

Los números o letras en bastardilla se refieren a la colección geológica de la Facultad de Agronomía en Montevideo, indicando los números en negrita las muestras acompañadas de preparados microscópicos (ver al final del trabajo). "Col. KRANTZ" = material rocoso de comparación y preparados correspondientes, "Col. VOIGT & HOCHGESANG" = preparados microscópicos prestados al autor por el Instituto Geológico del Uruguay.

(12) En el Estado de Sta. Catharina, el grupo hemimetamórfico lleva el nombre de la ciudad de Brusque (CARVALHO y ALVES PINTO, 1938).

(12a) Con respecto a la serie de Aiguá y sus relaciones con la serie de Minas (MAC MILLAN), ver WALTHER, 1946.

(13) Compárese una roca de estructura diablástica clasificada como "Hornblendeschiefer" (esquisto hornbléndico), procedente de Gelbach en la selva Negra (Col. KRANTZ). Aquí, los cristales de la plagioclasa no sólo están ensamblados marginalmente con la hornblenda, sino que también albergan diablásticamente pequeños granos de ésta, los que, a su vez, encierran partículas feldespáticas (ver las notas 47 y 107).

(14) Véanse los anteriores estudios muy interesantes de GUIMARÃES (1930 y 1938:49). Al igual de nuestro material, la plagioclasa en el Brasil "forma uma trama sustentada pela augita dialagizada, incluindo, segundo linhas cristalográficas, acículas capilares de ilmenita. Há uralitizão daquele mineral e intercrescimento com hornblenda e até com biotita" (PAIVA, 1939 :38).

(15) Parece que el perfil del predevónico montevideano incluye también los efusivos citados en la pg. 12 bajo e. Una muestra perteneciente a la colección del Sr. Fco. OLIVERAS, semejante a una piedra córnea con vestigios de la esquistosidad original en su superficie, llamó mi atención, en 1944, sobre ciertas fragmentos rocosos sueltos, pero no desgastados por el transporte. En una excursión al oeste de la carretera que en el NW. de la fig. 1 conduce al límite de los deptos. de Montevideo y Canelones (*bu*), se observó que la roca de tonos claros, a veces ferruginosa y siempre de grano fino hasta criptómero, corresponde a un producto filoniforme o efusivo con fenocristales muy escasos. En varias muestras aparecen los supuestos remanentes de esquistosidad, los que, en parte, convergen entre sí. Se trata de estructura fluidal. Esto se demuestra en algunos casos en que nuestra **microfelsita** vitrofídica encierra xenolitos aplíticos. Son alóctonas también las abundantes hojitas biotíticas concentradas en ciertas fracturas del material. No ha sido posible observar esto in situ.

(16) Consúltese especialmente el sud de la carta Pando. En la Tablada (ver nota 9), se observa el mismo fenómeno. El gneis, atravesado por la aplita **4a**, aparece en un estado muy descompuesto (*Lo 1*).

(17) En **99** se trata de un material poco esquistoso, tanto en la muestra, como en el afloramiento.

(18) Esta fué observada por WINDHAUSEN (1931:60) en una isla en la costa del depto. de Colonia. SERRA (1943, nota 11) no se pronuncia sobre la orientación predominante de las "rocas antiguas" y no hizo el levantamiento geológico de las islas cerca de la capital departamental. Una muestra de gneis conglomerádico, proveniente de la isla S. Gabriel, la debo a la gentileza de la casa DYCKERHOFF & WIDMANN y al citado colega argentino desaparecido (1929).

(18a) "Delta hoy sumergido o inundado", según INCARNATO (1944).

(19) El trabajo que todavía hoy conserva su valor, fué traducido al portugués (ver Excursão geol., 1941).

(20) Véase la lám. I. El grupo rocoso de netos esquistos anfibolítico-cloríticos (**102**, WALTHER, 1911, fig. 2, y 1911a, lám. I) ya se encuentra debajo de la región cumbre. El metamorfito sigue hacia el SE.

(21) El material ha sido usado por los indígenas para fabricar armas (Col. OLIVERAS).

(22) Una textura con componentes redondeados (WALTHER, 1919, lám. 7, fig. 15) es propia del material jaspeado (ver la pg. 22) y debida a la diferente resistencia física de sus componentes (*4/10* = **134**, **135**).

(23) En la región muy estudiada del Odenwald alemán, la diorita con sus inclusiones de piedra córnea de silicato cálcico (Kalksilikathornfels), gabbro y anfibolita, figura como facies marginal de rocas gábbricas. Proviene de la fusión asimiladora de sedimentos vecinos (KLEMM, 1930) y es de menor edad que la anfibolita eopaleozoica, probablemente tufógena. Ambas son muy afines en sentido químico-mineralógico y a menudo inseparables. En opinión de LEINZ (1931), una intrusión de granito anfibólico-biotítico posterior a la diorita, determinó una asimilación entre él y la anfibolita, cuyo anfíbol fué biotitizado, mientras que en el granito aumentó el contenido hornbléndico.

(24) En ninguna de nuestras rocas se ha encontrado olivina o su seudomórfosis más común. Gabbros olivino-hiperesténicos provenientes de la isla Martín García, se conocen por los trabajos de FRANCKE, STELZNER y especialmente ROMBERG (1894:321). La composición mineralógica varía entre diorita y gabbro hornblendífero con o sin olivina. De constitución aun más básica es otro producto (*Con* **13** = harzburgita o norita olivínica libre de plagioclasa). SCHILLER (1930:54 y 1930a), con reservas ha colocado dicho producto en el eopaleozoico, esto es, en el yaciente de granodioritas y gabbrodioritas, según él eocarboníferas. Semejante edad geológica reducida sería difícil de comprobar en nuestras dioritas derivadas del gneis (ver sin embargo lo dicho al final de la parte A de este trabajo). Interesa la observación hecha en 1942 por el estimado colega trágicamente desaparecido, de que el granito de "Tandilia" es de menor edad que la cuarcita eopaleozoica y ésta, más moderna que los magmatitos básicos (ver WALTHER, 1946).

(25) En el suburbio La Victoria, el gneis lleva una pequeña interposición metabasítica. Corresponde probablemente al yacimiento de amianto (*1/28* y *2/28*), mencionado por GUILLEMAIN (1910 y 1912:212).

(26) En el depto. de Maldonado, según el mismo autor (1931:4), el gneis arcaico debe pertenecer a dos épocas distintas. "El gneis más antiguo está muy descompuesto", mientras que el más moderno "parece granito o pasa a granito... suficientemente fresco como para ser utilizado... el gneis ha sido formado por la intrusión de granito en los más antiguos gneises de la comarca" ("granitización" ? W.).

(27) "HUMMEL" en SPARN, Bibliogr. de la Geol., Mineral. y Pal. de la Rep. Arg. VIII (1930-38), Bol. Ac. N. Ci., Córdoba XXXIV, 1939:227-336. No me fué posible obtener el trabajo alemán (LAMBERT, 1939:68).

(28) Quedo reconocido al Sr. ZAFIRIADIS (*za*) por un material análogo.

(29) Quiere decir, sincinemáticamente.

(30) Ver las cotas abiertas hacia el E. y el SE. en la lám. 1.

(31) De esta "metamórfosis de inyección" ya se habló en WALTHER, 1911, 1911a y 1919:29. Sírvase corregir, pues, el error en 1940.

(32) Según MASKELYNE (cita de HINTZE, 1933:463) se encontró columbita-tantalita en el "granito de Montevideo".

(32a) En WALTHER, 1934, se ha descrito un hallazgo de finas películas biotíticas en las diaclasas de un granito inyectado pegmatíticamente y caracterizado por su segregación en planchas, muy pronunciada.

(33) No siendo la coincidencia sino aproximada, se forman productos micáceos con estructura radial divergente, parecidos a los descritos en la muscovita.

(34) Durante largos años hubo un afloramiento instructivo en el camino Dr. Pena al lado E. del paso sobre la línea férrea. También aquí el hospedador consiste en anfibolita. Aflora en el campo vecino de la sucesión von METZEN y fué alcanzada en la perforación de la Granja Modelo (LAMME, 1913).

(35) El puente de este último camino sobre dicho arroyo (ver la nota 11) no está indicado todavía, ni en las cartas del Serv. Geogr. Mil., ni en el Almanaque, ni en el P.Y.G.A.M. de 1942. Al ser hormigonado el camino, desaparecieron varios afloramientos del gneis parcialmente inyectado por pegmatita; así, especialmente la "cantera de la Bodega". La cantera reproducida en la lám. 4, fig. 12, casi quedó sepultada, pero en una calle vecina se encontró en 1940 material inalterado (*til*).

(36) Lamento no haber podido revisar el asomo de una caliza semicristalina (**126**, **127**), encontrada en 1910 al lado de la intercalación (¿tectónica?) de

esquisto anfibólico en la diorita de la Teja (pg. 23). Se trata de un material gris, de grano fino, parecido a la caliza marmoloidea, algonquiana, de los alrededores de Minas, que se utiliza en la fábrica de cemento Portland de Montevideo, fundada en 1913.

(37) La segregación sacciforme de la anfibolita que se observa aquí y en otros puntos, se deriva posiblemente de la tufogénesis del material (WAGER, 1933).

(38) Primera demostración de un representante sudamericano perteneciente a dicho tipo de la India.

(38a) Una buena muestra del esquisto se encuentra en la colección del señor Fco. OLIVERAS en Montevideo.

(38b) La extensión longitudinal según el rumbo casi exactamente EW., es de 100-200 m. El rumbo y el buzamiento del esquisto (hacia el sud) corresponden a los datos observados en el micaesquisto. El diámetro de los aislados granates raras veces se eleva sobre 1 mm., y las hojitas de mica blanca sólo forman interposiciones tenues en el esquisto mate y en parte casi negro.

(38c) Resultaría así la pertinencia del granito al tipo moderno, lo que no es admisible.

(39) Ver las observaciones hechas en los filones hematíticos cerca del río Sieg (Alemania). Contrariamente a los filones sideríticos, los del sesquióxido, mientras se mantiene el contenido metálico, están acompañados por una fuerte desintegración y descoloración. Parece que el C se acumula secundariamente en algunos puntos (BEYSCHLAG, KRUSCH, VOGT, 1913:292[1]).

(40) Ya GRUBENMANN (1910:139) subrayó que "el concepto de zonas metamórficas (vale decir: escalones. W.) no corresponde estrictamente a niveles distintos. Una roca de la zona más baja representa más bien la facies profunda de todas aquellas rocas que por el mismo quimismo pertenecen al mismo grupo". A pesar de esta reserva (ver GRUBENMANN-NIGGLI, 1924:374), los prefijos "kata" y "epi" tienen que dar lugar a conceptos "batiales".

(41) Véase también en **67** la interposición de hojitas clinoclóricas según (100) en cortes del anfíbol según (001).

(42) Más adelante se hablará de la importancia de semejantes complejos dentro de los anfíboles xenomorfos en muchas de nuestras rocas.

(43) En una anfibolita (**Tie 1**), proveniente del interior del país, se manifiesta ya a simple vista dicha sustancia por componer numerosos nódulos oscuros de contorno irregular y de un tamaño hasta de 6 mm. Su integrante hornbléndico tiene un ángulo c : ¢ en 5° menor que el del mineral azul claro en las partes circundantes. Común de ambas modificaciones son pequeños relictos de piroxeno claro, así como hornblenda acribillada. El pavimento fundamental se compone de plagioclasa básica y cuarzo.

(44) En WALTHER, 1919, lám. 14, es erróneo el registro de una aplita esquistosa, concordante, en la calle 11. Además, faltan los yacimientos **46**, **106** y **114** (pg. 39). En la pg. 22 se llamó la atención sobre la regulación ya megascópica de la hornblenda en **106**.

(45) A simple vista ya se denota la presencia del silicato secundario por la coloración amarilla de **45**. El yacimiento combinado con **18** y **31**, parecido a un filón de 60 cm. de potencia, corresponde a un material macizo de grano fino. Intercalado concordantemente en esquisto anfibolo-clorítico (**36**), al microscopio se demuestra compuesto de cristales de hornblenda fibrosa no regularizados, y de estructura diablástica. El mineral en cuestión y la plagioclasa de acidez indefinible están reemplazados por cuantiosas cantidades de clinozoisita. La presencia de turmalina hace reconocer la naturaleza de los co-agentes transformadores de los silicatos (ver el **62** al final del subcapítulo β).

Abunda la clinozoisita en los tipos básicos de **138-139** y **141**. Cada cristal hornbléndico está envuelto por innumerables cristalitos de clinozoisita, la que se encuentra también en fracturas del hospedador y en el tejido fundamental.

(46) Ver la pg. 39 y E. T. STARK (cit. por GUIMARÃES, 1938:55 y 1938a:88).

(47) Ver las notas 13 y 107.

(48) La hornblenda casi incolora tiene c : $\mathfrak{c}$ = 14-15°.

(49) Llaman la atención en esta roca las laminillas muy anchas de la plagioclasa y su idiomorfismo bastante pronunciado.

(50) Nema, nématos en griego = tejido.

(51) Ver la pg. 22 y además **37**, *10/2*, *3/11* y WALTHER, 1919, lám. 7, fig. 15.

(52) Material puramente anfibólico. El término "anfibolita" sería ambiguo.

(53) En la vecindad de la roca **5** se encontró un metamorfito comparable (*1/36*). Es de color verdusco y sorprende por la frescura y soltura del grano. Este consiste en cristales centelleantes de hornblenda (tam. hasta de 0,5 mm.) y reducidas cantidades de sustancia feldespática interpuesta.

(54) Su constitución reaccionó bien a las influencias mecánicas. Estas, al transformarse en reacciones químicas, actuaron sobre pocos gérmenes hornbléndicos.

(55) WEINSCHENK, 1907, fig. 66. Compárese en las mesoanfibolitas de LANGE (1910:19) la plagioclasa "neoformada". Constituye, "en los intersticios de los tallos hornbléndicos, un mosaico... de granos diáfanos... redondeados o crenados". En nuestro preparado de anfibolita micácea (col. KRANTZ), proveniente de Ruhla, punto de hallazgo principal de LANGE, el mosaico no es "diáfano".

(56) Vale decir, la plagioclasa que, por el concrecimiento con el piroxeno primario (pg. 14), ha favorecido la uralitización del último mineral (ROSENBUSCH-MÜGGE, 1927:527; ver también más adelante en **33**).

(57) Compárese el "esquisto actinolítico" (col. KRANTZ) proveniente del Greiner (Tirol).

(58) El autor en 1890 durante una excursión al valle superior del Ziller (Tirol).

(59) Con estructura cribosa, coloración a pintas y pleocroísmo pronundo ($c > b > a$, verde azulado: verde: casi incoloro; c :   = 12°).

(60) Esta hornblenda más moderna, barroisítica (?), no es glaucofánica, lo que correspondería a un metamorfismo más pronunciado, inexistente en nuestros metabasitos.

(61) El mineral del vecino yacimiento **55** está siempre biotitizado, alcanzando las hojitas raras veces el tamaño de 0,3 mm. Su orientación sólo en parte está conforme con la esquistosidad.

(62) Sus componentes prismáticos tienen un arreglo "seudofítico". En ciertas mesoanfibolitas de Turingia, derivadas de epidiabasas, la estructura, según LANGE (1910, ver nota 55), se explica por la sustitución de los listones feldespáticos por hornblenda (¿analogía con los procesos mencionados en la leyenda de nuestra fig. 20, lám. VI?).

(63) GRUBENMANN-NIGGLI, 1924:432.

(64) Con intercalación de granos más gruesos que, o bien tienen borde leucoxénico, o bien presentan transformación herrumbrosa.

(65) Por falta de un objetivo "plano-acromático" (C. ZEISS), fué necesario reducir al máximo el cono luminoso.

(65a) A semejantes "anfibolitas de inyección" ya se ha aludido en la pg. 44. Compárese lo dicho por ERDMANNSDÖRFFER, 1939:4, sobre los "gneises de inyección", discutidos por DRESCHER-KADEN, 1936:287.

(66) Ver la misma comparación empleada por HEZNER (1909:214) y por KRETSCHMER (1911:95).

(67) Ver la misma estructura en ciertas prasinitas de Alta Silesia, megascópicamente "casi criptómeras e impregnadas de albita" (BERG, 1912:62, KLEMM, 1929).

(68) Ver RINNE, 1908:194.

(69) En el libro recién citado, 5 rocas mesozonales, caracterizadas por su contenido en anfíbol monoclínico, demuestran el conocido hecho de que la refe-

rida gráfica de los análisis se basa en los valores de proyección y no en el porcentaje ponderal. El contenido de dichas rocas en CaO se eleva a más de 12 % y, sin embargo, la gráfica de los análisis se aproxima mucho a aquella definida por dos productos que, si bien pertenecen a la misma zona metamórfica, incluyen hornblendas rómbicas, o sea, libres o escasas de dicho óxido.

(69a) En sus minuciosas investigaciones microscópico - químico - gravimétricas de más de 100 muestras correspondientes a las rocas "graníticas" devónico-neopaleozoicas del Estado australiano de Victoria, BAKER (1941) llega al siguiente resultado: en la granodiorita el índice numérico de la relación entre los componentes claros y oscuros (ferro-magnesianos), es superior a 10,5, mientras que en los granitos queda por debajo de 7. En no menos de 70 casos situados entre 7 y 10,5, fué imposible atribuir el material a ninguno de los dos tipos. Se necesitan estudios microscópicos detallados y el análisis del porcentaje modal por medio de la mesa de integración (LEITZ), más perfecta que el método anticuado de ROSIWAL, empleado por BAKER.

Siempre es de valor definir la relación entre el porcentaje de los feldespatos potásico y calco-sódico. Los valores de dichos kationes, tomados de 17 análisis de granodioritas, ilustran en algo la cuestión.

$$\frac{K_2O = 2{,}49 \text{ hasta } 5{,}64\ \%}{Na_2O + CaO = 2{,}25 \text{ `` } 4{,}06 + 0.53 \text{ hasta } 4{,}52\ \%},$$

mientras que en 6 análisis de granitos resultó:

$$\frac{4{,}06 \text{ hasta } 6{,}40\ \%}{2{,}77 \text{ `` } 3{,}38 + 0{,}41 \text{ hasta } 1{,}31\ \%}.$$

Interesa la observación del autor de que la composición de varias rocas graníticas de dicho Estado ha sido modificada por contaminación debida a la asimilación de material ajeno. Esto solamente por excepción puede ser atribuído a diferenciaciones magmáticas.

(70) Por desconocer las relaciones existentes entre las estructuras predevónicas del Uruguay y la prov. de Buenos Aires, nada puede decirse sobre una eventual afinidad entre nuestras milonitas y un granito gneisico con porfidoclastes de microclina, oligoclasa y anfíbol. Proviene del norte de la provincia ("Tandilia"), y ha sido descrito por BACKLUND (1913 y 1913a) y RADICE, 1944; ver también NAGERA, 1919, y GROEBER, 1938:209, 405, 428 y 469. La roca aparece junto con un gneis más antiguo, epizonal, plagioclásico-hornbléndico. Según GUIMARÃES (1937:50), el origen de ciertos cataclasitos riograndenses correspondientes a los nuestros, depende de la "invaginação" del algonquiano en el "arcaico" (ver la nota 11). LEINZ y BARBOSA (1941:12) se adhieren a esta idea.

(71) Definiciones según FOUQUÉ y en comparación a la refracción del bálsamo de Canadá y los vectores del cuarzo (BECKE).

(71a) Un detalle de este cristal fué reproducido en la microfot. 39.

(72) Compárense una tonalita del Adamello (col. KRANTZ) y un gneis tonalítico de la Engelwand en el valle de Ötz (col. VOIGT & HOCHGESANG-. En el primer material, la múltiple alternancia entre la sustancia primaria y la metasomática hace recordar la micropertita, asunto que se aclara por la comparación con rellenos feldespáticos de fisuras (ver BECKE en ROSENBUSCH, 1907:264) y con la antipertita. No es posible distinguir siempre, ni en nuestros preparados ni en el gneis austríaco, la sinántesis seudopertítica de la micropertítica.

(73) Ver la anortosa (?) en la plagioclasa de un gneis cordierítico (SOKOL, 1914).

(74) Ver la fig. 8 del texto y ERDMANNSDÖRFFER (1939:64): "ribetes secundarios de cristales albíticos tanto en las junturas de los granos de or.-or., or.-plag., plag.-plag. y también cu.-or. y cu.-plag., como en las fisuras de dichos minerales. En **105** vemos que ciertas fracturas de una plagioclasa, rellenada por la albita rojiza, se continúan en un grano cuarzoso adyacente.

(74a) En la pg. 42 se habló del intercrecimiento de las plagioclasas α y β.

(75) Débilmente verdoso y pleocroico (¿fengita?).

(75a) Así observamos en una plagioclasa perteneciente a **91**, un corte de la muscovita con abundantes inclusiones de cuarzo, envuelto por la albita secundariamente rojiza, lo que caracteriza la conexión entre la albitización y la sericitización. Conforme a lo dicho, se nota en **74** y otros preparados que las sericitas seudomórficas están intercrecidas poiquilíticamente con la plagioclasa secundaria. En nuestro material la separación de cuarzo es muy inferior a la descrita por SCHÜLLER, 1934. A primera vista se compara a sus neoformaciones de contorno esquelético, encerradas en la muscovita (l.c. fig. 2c), con las abundantes, xenomorfas, de nuestra albita. Un corte instructivo, a la vez que demostrativo de la sinántesis poiquilítica mencionada, se encontró en el gneis **113.** Un cristal de la mica contiene algunos aparentes relictos del mineral primario, pero en parte con estructura pertítica. La muscovita está en contacto con un cristal de plagioclasa albitizada con separación de epidoto. Las sinuosidades del borde micáceo están revestidas por los productos de la descalcificación feldespática, los que, o están separados según su contenido silíceo —revistiendo el más básico las paredes— o forman intercrecimiento seudopertítico.

"Both, the irregular and the central alteration of oligoclase are probably the result of a change in composition towards the end of the period of formation... The sericitization (scil. de la oligoclasa) was coincident with, or at least overlapped on, the period of potash feldspar..." (W. A. AGAR, cit. por GUIMARÃES, 1938:88). ¿Formación de ortosa sódica? (nota 73).

(76) Ver el aporte feldespático a ciertos gneises de Silesia, el que, dependiente de un granito, va "hasta la impregnación con sustancia microclínica" (DRESCHER-KADEN, 1936). - "Orthoclasization" de GILLSON (cit. por GUIMARÃES, 1938:40; ver las buenas reproducciones y la nota 6).

(77) Parcialmente con un solo sistema de laminillas poco netas y de extensión reducida. En el corte de la roca **105** se ve un tapón con microclinización distal (en el borde del hospedador plagioclásico), mientras que sus partes centrales no tienen estructura de reja. Este complejo primario linda con una región de la plagioclasa con la albita seudopertítica rojiza. Es fácil aquí definirla y distinguirla de la ortosa.

(78) Ver GUIMARÃES, 1938:14, 30, 31, y ERDMANNSDÖRFFER, 1939:65, con respecto al sincronismo de albitización y "desmiscibilización" pertítica.

(79) Es fácil confundir los ribetes de la seudopertita con los ortoclásicos imperfectamente microclinizados. No fué posible reproducir en la fig. 8 del texto la aparente prolongación de uno de los sistemas de laminillas del gran feldespato hasta dentro el ribete. Efectivamente, éste consiste en la sinántes's de ambos productos de descalcificación, orientados conforme a la cristalización de la microclina.

(80) "Si a miroclina substitue o oligoclasio, é mais logico que aquella envolva os intercrescimentos desta com quartzo em vez de ser invadida" (GUIMARÃES, 1938 :37).

(81) Ver los "procesos silicatometasomáticos" (metasomatosis de silicatos) de DRESCHER-KADEN (1936:296), GUIMARÃES, 1938:54 y ERDMANNSDÖRFFER, 1939, fig. 13.

(82) Las "regeneraciones" de GRUBENMANN-NIGGLI, 1924:406. — "Porfidoesteres" (SCHÜLLER) = fenocristales + porfidoblastos + porfidoclastos.

(83) En **111**, las aureolas pleocroicas se destacan por su tamaño, rodeando granos menudos de titanita.

(84) Aproximación al quimismo del granito.

(85) "Floititización" (según el valle de Floiten en la región del Gran Venediger, Tirol), en el habla de los geólogos alpinos austríacos. Se sabe que la floitita (BECKE) corresponde al meso-gneis plagioclásico de GRUBENMANN y lleva como componentes esenciales: biotita, epidoto y plagioclasa ácida. "Es significativo además que la caliza granuda (ver más adelante. W.) entre en la estructura y que también algo de anfíbol pueda figurar como componente" (ANGEL, 1930). Este autor trata de formular la floititización completa, libre de barroisita (ver la nota 60) del siguiente modo: hornblenda con aporte de K_2O, Al_2O_3, SiO y CO_2. H_2O = biotita + clinozoisita + calcita + cuarzo.

(86) Lamento que las muestras recogidas en 1909 que presentaron la sinántesis ya a simple vista, se hayan extraviado.

(87) Compárese el gneis de Urseren (col. VOIGT & HOCHGESANG).

(88) Vale decir, abundantes en elementos félsicos.

(89) Denominada según el cerro Malchen (el Melibocus de los invasores romanos) en el Odenwald (nota 23).

(90) El maximum de su diámetro es de 3 mm. (**42**). En **61**, algunos de los cristales listoniformes según b, alcanzan un largo de 1-2 mm.

(90a) Con respecto a la escasez de feldespato potásico hay que recordar lo dicho sobre la antipertita a menudo reemplazada por la seudomórfosis sericítica de la plagioclasa. Siempre observamos los relictos del educto incluídos en el producto.

(91) Las cristalizaciones colectivas de cuarzo en parte pasan a fenoblastos con extinción ondulosa (fig. 6 del texto).

(92) Engaña el tono rojizo de la aplita **2**, no relacionado con una riqueza de feldespato potásico, tal como existe en **4**, **93**, **95** y **96**. En **94**, el mencionado tono se deriva de la biotita herrumbrada. Granos de feldespato potásico, provenientes de la antipertitización y milonitización plagioclásicas, toman parte en la composición del material.

(93) Hay que notar que justamente en **94** la riqueza biotítica en parte es producto de asimilación del hospedador metabasítico.

(94) "O leptinito brasileiro é o plagioclasio-gneis de Engenho Novo (Rio de Janeiro) que sob intensas acções dynamicas e magmaticas, evolue por sua vez para um tipo leucocratico, com crescente acidificação, distribuição do plagioclasio e substituição deste por feldespathos potasicos" (LAMEGO, 1937:40).

(94a) El intercrecimiento celifítico, granato-cianítico, parcialmente megascópico (WALTHER, 1911 y 1911a) y sus relaciones con el filón pegmatítico, son análogos a un yacimiento de la Argentina (GERTH, 1914:15; ver también ROSENBUSCH-MÜGGE, 1927:699).

(94b) Compárese en la pg. 66 el filón "cuarcítico" **71**. En **58**, así como en **56** y **48**, dicho pavimento está atravesado por zonas de mortero fino.

(95) Compárense los filones **48** y **80**. El primero, de estructura aplítica hasta dioritoporfirítica, ha resorbido biotita del metabasito encajonante, lo que se demuestra bien por el acompañamiento de la biotita por ortosa neoformada en algunas junturas entre granos de feldespato. El abundante contenido de muscovita en **80** (pg. 26) se deriva probablemente del micaesquisto atravesado. En **48**, hay textura débilmente lenticular, acompañada de muscovita, con algunos porfidoblastos de plagioclasa, andesino-labradórica, pero en general con listoncitos de un tamaño hasta de 0,2 mm., entrecrecidos de vez en cuando con cuarzo y ortosa (ver el N.° **42** en el capítulo b). En el contacto entre el feldespato potásico y la plagioclasa, tanto oligoclaso-andesínica como labradórica, correspondientes a la aplita gneísica, migmatítica N.° **80**, no se ha formado la sinántesis mirmequítica sino la micropertítica.

Ni en la muestra en cuestión con sus hojas de muscovita bien individualiza-

da, ni en ningún otro componente de nuestro material rocoso, se ha encontrado indicio alguno de biotitización de la mica blanca, como la observada por SCHÜLLER (1934) y derivada de este modo:

$$\underset{}{K_2 H_4 Al_6 Si_6 O_{24}} + \overset{\text{sustancia metálica}}{6\,(Fe, MgO)} \rightleftharpoons 3\,SiO_2 + \overset{\text{biotita}}{K_2 H_4 Al_6 Si_6 O_{24} \cdot 3\,(Fe, Mg_2)\,SiO_4}$$

El proceso correspondería a una "beneficiación" experimentada por ciertos epimetamorfitos granitógenos por acción de un granito más moderno de la vecindad. Gneises miloníticos pasaron a piedra córnea de cristalización colectiva, "mesozonal", con neoformación de biotita, microclina, mirmequita y silimanita. — TURNER (1941) opina que la transformación de clorita o muscovita en biotita, incluídas en los esquistos cloríticos paleozoicos por él estudiados, no se efectuó por faltar las temperaturas altas necesarias para esto.

(96) En I y II la sinántesis es metasomática. La ortosa incluye relictos de plagioclasa formando "llamas" o cintas muy poco netas, orientadas aproximadamente según (001) del hospedador. Al lado de estas inclusiones hay otras muy reducidas, pero de contorno más definido, según (010) y con laminillas polisintéticas.

(97) A SERRA (1943:15) no le fué posible volver a encontrar el yacimiento.

(98) Ver la pg. 59.

(99) Con inclusión de su séquito filoniforme (ver, p. ej., la pg. 68). La biotitización de la hornblenda es consecuencia de la migmatitización del metabasito (aporte de K).

(100) "Reina la costumbre de darse por satisfecho con identificar al magma con una fusión, derivando del producto enfriado los datos de interés petrográfico... hay que investigar la magmatogénesis, vale decir, la materia prima precursora de la fase líquida" (DRESCHER-KADEN). La "refusión" (pg. 72) es más bien una "redisolución" hecha por el "icor" de los geólogos fineses (ώϱ ver v. WOLFF, 1932), equivalente al "sudor" (pg. 69). Solamente en parte aportado y de naturaleza neumatolítica, es más bien el resultado del "estofar en el propio secreto" extraído del material anterior ("síntexis" de ALLING, 1925). De esta manera, las aplitas **38** y **41**, poco potentes (pg. 68), han asimilado sustancia hornbléndica tomada del esquisto encajonante. ¡Cuánto más importante será el efecto de la "movilización" de vastos complejos anfibolíticos, tendiente a su biotitización y transformación en gneis plagioclásico (pg. 63)! Con respecto al término "magma", poco preciso, ver también WEGMANN, 1935:334 y además, lo dicho en el inciso 14 del resumen.

(101) Aquí puede estar acompañado de la milonitización y epidotización en las trazas de estructuras anteriores (pg. 62).

(101a) "El migmatito pasa a magmatito" (REINHARD, 1934-35:44).

(102) La gran escasez del piroxeno en nuestra anfibolita corresponde al metamorfismo de grado mediano, lo que coincide con la ausencia de la olivina (pgs. 23, 37 y notas 24, 56 y 107).

(103) Falta demostrar la correspondencia del granate "bizcochero" a la espesartina. Es sabido que hay una gran variabilidad en los granates de Mn (almandino-andradita-piropo-espesartina) con respecto a las proporciones de FeO : MnO : MgO : CaO (ver los análisis de HAWSKER y SMYTHE, SIMSON, GOSSNER, BRAMMAL & HARWOOD, RASS & KERR).

(104) En otro lugar dice: "Este typo de rocha passa a um verdadeiro amphibolioschisto".

(105) "...os productos metamorphicos... denunciam acção pneumatolitica... e injecção de zona externa em schistos (dando gneiss...)". Ver lo dicho más adelante.

(106) Compárese el concepto diametralmente opuesto de LAMEGO (1937:49 y 1938:237) tocante a las "dolomitas no sedimentógenas" en el arcaico de Rio de Janeiro (BARBOSA, 1938:130).

(107) Mucho más sutil es la sinántesis criptodiablástica de los minerales en la anfibolita eclogítica y granatífera de Sölden en el valle de Ötz. VOLGT & HOCHGESANG). — "La anfibolita eclogítica no es el producto retrometamórfico de una eclogita verdadera... sino un miembro de la fila ascendente metamorfocinética de basalto-anfibolita granatífera-eclogita, producido por el ascenso (parece que el autor quiere decir: "avance". WA.) del frente migmatítico (pg. 73. Transición del meso al katametamorfismo de GRUBENMANN).

"Las eclogitas pueden formarse también en una etapa anterior de la tectonización anfibolítica. Su granate es de diablastesis múltiple. Las inclusiones hornbléndicas del granate en la eclogita piroxénica..., siendo 'diablastos' anteriores, salvan el aparente hiato entre las verdaderas eclogitas piroxénicas y las anfibolitas eclogíticas" (BACKLUND, 1936). Ver también ERDMANNSDÖRFER, 1939:14.

(108) L. c.:51. GUIMARÃES describe una inclusión "gondítica" consistente en carbonato doble de Ca-Mg, granatífero, en roca quelucítica.

Resumen y Conclusiones

---

1) En las líneas precedentes no fué posible contribuir en algo a la solución de un conocido problema concerniente a la Geología de los Estados sub-brasileños, así como del Paraguay y Uruguay. Queda por averiguar si es factible delimitar con seguridad un complejo cambro-silúrico entre los terrenos predevónicos, semicristalinos y sedimentarios, posteriores al arcaico, cuya extensión en el Brasil meridional, según nuevos datos, es mucho menor de lo que se opinó antes.

2) Cerca de Montevideo existen numerosos buenos afloramientos, especialmente en la playa y en los alrededores próximos y alejados del Cerro y Cerrito (figs. 1 del texto y 2, lám. 1). Pertenecen preferentemente a la era considerada arcaica (esquistos anfibólicos, gneis plagioclásico, etc.), pero existe también el "algonquiano" formando invaginaciones concordantes (filita y cuarcita). En el vecino Rio Grande do Sul, los mencionados hemimetamorfitos ("Porongos") llevan sobrepuesto el "Maricá" silúrico (?) que corresponde al "Aiguá" en el Uruguay.

3) En el estudio del metabasito meso y epizonal interesa la comparación con los eruptivos provenientes de la región de Florida, unos 100 kms. al N. de Montevideo. Se trata tanto de anfibolita piroxénica (lám. 2, fig. 2) pasando a hornblendita, como de productos probablemente de menor edad, o sea, diabasas cuarzosas típicamente intersertales y granofídicas. Semejante material, en el Estado brasileño de São Paulo y las regiones lindantes de la Guayana, ha sido estudiado por SCHUSTER, GUIMARÃES, PAIVA y otros. Parece que tipos análogos con la misma estructura, aunque en parte poco desarrollada, se encuentran entre los lamprófidos del depto. suduruguayo de Colonia ("espesartita" en WALTHER, 1914). El material muy oscuro pertenece al séquito del granito criptalcalinítico más moderno. En la vecindad de la aludida anfibolita eclogitoidea aflora un gneis hornblendo-biotítico, dialaguífero.

4) La descripción de las relaciones cronológicas del material montevideano (pg. 19) se complica por la magmatización parcial del gneis plagioclásico ortosizado, concordante con el metabasito. Ambos están inyectados por los filones que acompañan al ultrametamorfito (inciso 10).

5) La distribución desigual del lepidomelano, parecida a diferenciaciones, corre paralela a una concentración en parte banquiforme de los componentes félsicos en el gneis (lám. 2, fig. 3).

6) No existe un rumbo predominante de la esquistosidad. Se dirige tanto de E. a W. y de NE. a SW., como de SE. a NW. (pronunciado en el "Aiguá" de Piedras de Afilar a 50 kms. E. de Montevideo, ver el inciso 10), lo que repercute en la configuración de la costa. El buzamiento se hace en todas partes con ángulo aproximado al recto.

7) El carácter morfológico de los "härtlings" del Cerro y Cerrito, analogía que se conoce desde los estudios de SELLOW, se deriva de la presencia de un metamorfito nefritoide en la cumbre (ver el inciso siguiente). Aprisiona complejos macizos anfibolito-gábbricos (lám. 3, fig. 7), observados también en otras partes de la región estudiada. Representan probablemente magmatitos antiguos. En una de estas intercalaciones se muestra al microscopio el mineral de dialaga, mientras que la olivina parece faltar del todo. Este silicato toma parte en la composición de la anfibolita en la isla de Martín García en el Río de la Plata, no lejos de la costa suduruguaya (ROMBERG, 1894).

8) El contenido muy variable en mineral oscuro, lo que a menudo se nota ya en el "hand specimen", hace suponer la naturaleza tufoidea del metabasito. El producto piroclástico incluye material aeroclástico (cuarcítico), difícil de distinguir de interposiciones más modernas (ver inciso 16).

9) Según sus caracteres microscópicos, el metabasito se clasifica del modo siguiente:

a) Esmaragditita y clorititita y esquisto esmaragdo-clorítico (pg. 37).
b) Anfibolita gábbrica (pg. 40).
c) Anfibolita, en parte cloritoesquisto (pg. 43).
d) Anfibolita y actinolitita nemato-fibroblásticas (pg. 51).

En a muy oscuro, los cristales esmaragdíticos, casi del tamaño de una nuez, ricos en inclusiones, son seudomórficos sustituyendo la dialaga (fig. 7 del texto). La cloritización de la hornblenda representa un caso de retrometamórfosis conducente a la formación de esquistos cloríticos (epimetamórficos).

En el grupo **b** la plagioclasa, hasta ahora escasa, gana importancia. Sólo por excepción la presencia de dialaga revela la procedencia gábbrica (ver el iniso 7), mientras que la mayoría de los yacimientos indica su correspondencia al grupo en cuestión solamente por su compacidad y extensión horizontal limitada. Sin embargo, la hornblenda esmaragdítica a menudo destaca la dialagogénesis (lám. VI, fig. 18). La estructura cribosa del mineral y su concrecimiento plagioclásico, poiquilo-diablástico (uralita feldespática, nota 86) caracterizan casi todas las anfibolitas descritas en los grupos **b** a **d** (lám. VI, fig. 19). Hay, pues, analogía con los yacimientos de Florida (ver el inciso 3) pertenecientes a un metamorfismo de grado más elevado. En la transformación de la plagioclasa básica, la producción de epidoto (clinozoisita) queda muy atrás con respecto a la albitización. El aporte sódico se deriva de la feldespatización potásica (inciso 11) experimen-

mentada por la plagioclasa ácida del gneis. La albitización retrometamórfica, precedente, se realiza siempre en dos etapas y produce un intercrecimiento "seudo" o "diplagiopertítico" entre los dos componentes (oligoclasa ácida y albita). En la fig. 19, lám. VI, el hábito de la sinántesis es maculoso, mientras que en 21 el componente más moderno, teñido en débil rojizo, se destaca en forma de tallitos. Dicha coloración y la débil birrefringencia pueden producir confusión con la ortosa.

En muchos casos del grupo **c** no se distingue el hábito esmaragdítico de la hornblenda. El variable aspecto del esquisto proviene de bandas a veces poco netas, de material puramente anfibólico alternando con anfibolítico y clorito-anfibólico (lám. VII, fig. 23). La estructura zonal de la plagioclasa se produce tanto por alternancia de los dos productos de descalcificación mencionados, como por recurrencias (recalcificaciones) marginales que forman intercrecimiento fibroso metasomático con la sinántesis albítica (lám. VII, fig. 25). Esta hace destacar ya con Nicoles || las laminillas de la plagioclasa (lám. VII, fig. 26).

En un grupo de transición conducente a la anfibolita de gavilla, se nota la existencia de una generación más moderna ("adelantada") de hornblenda. Sus tallos son alargados según c y están ramificados en forma de arbusto, lo que favorece la estructura diablástica (láms. 5 y VIII, figs. 15 y 29).

Lo dicho en 8 queda ilustrado por la investigación de numerosas muestras pertenecientes al grupo **d**. El estudio químico tendría que resolver si a todos los metamorfitos hornbléndicos de coloración oscura uniforme hay que definirlos como esquistos magnesiosilicatados. Desgraciadamente, hay falta absoluta de análisis. En la misma preparación microscópica se nota la variable relación cuantitativa entre el conjunto nemato-fibroblástico de la hornblenda y el tejido fundamental granoblástico (lám. VIII, fig. 30). El último a menudo apenas se distingue de inyecciones cuarzosas en parte migmatíticas, las que en algunos casos ya se destacan en la Naturaleza. Al microscopio se observan cerca de la inyección una ligera cristalización colectiva y la biotitización de la hornblenda feldespato-uralítica. Su fibrosidad confusa, comparable a cristales de hielo (lám. VIII, figs. 32 y 32a), origina una roca compacta, nefritoidea, anteriormente explotada para hormigón. El fieltro hornbléndico de fibras en parte confusas, en parte ordenadas, hace asomar algunos cristales de plagioclasa con laminillas anchas, así como el tejido fundamental seudopertítico, cuarcífero (lám. IX, fig. 33).

10) La naturaleza posiblemente tufoidea del metabasito y su concordancia con el gneis no implican una proveniencia sedimentaria del último, como suponía LLAMBIAS DE OLIVAR (1921:46) y que podría imputársele por su riqueza parcial en epidoto, así como por la inclusión de reducidas cantidades de carbonato (ver el inciso 12 y nota 36). En la sierra de Córdoba, según opinión de algunos geólogos argentinos, un paragneis extendido alterna con filitas y calizas cristalinas (PASTORE, 1938, lám. I, fig. 2; ver el inciso 17). En Montevideo, la "mise en place" de un "plutonito gneisificado" o "gneis intrusivo", sincinemá-

tico, parece relativamente fácil de interpretar al compararla con el micromecanismo reproducido en la fig. 4 del texto. DRESCHER-KADEN duda del sincinematismo y especialmente de la presencia de magma siálico disponible para rellenar concavidades hipotéticas. Al explicar la ubiquidad y procedencia del gneis predominantemente antecámbrico en todo el mundo, hay que considerar los procesos universales relacionados con la formación, refusión y transfiguración múltiple de la corteza terrestre sima-siálica que cubre la barisfera. Ya en 1912, KOENIGSBERGER interpretó las grandes zonas gneisicas de Europa como vastas áreas de material primitivo, sometidas a la anatexis por intrusiones de "magmas siálicos semilíquidos".

Según las ideas generalmente aceptadas, el magma mafito-alcalinítico de la barisfera pasa hacia arriba a la litosfera. Esta se compone tanto de las emanaciones magmáticas de la barisfera (**vulcanitos**) como de múltiples **derivados** sima-siálicos, consistentes tanto en metamorfitos y sedimentitos como en plutonitos, todos éstos, productos acompañados de tipos intermediarios, convergentes, etc. Hay que subrayar el contraste entre plutonitos y vulcanitos, si bien existen plutonitos vulcaníticos, p. ej., el Erongo en Sudáfrica (ver WALTHER, 1938, lám. 2). Conviene recordar aquí que son muy reducidos los datos sobre el quimismo del magma antes de su solidificación, porque tienen que limitarse a lo observado en los vulcanitos de las corrientes y lagos lávicos con una temperatura de 1000 a 1300°. El estudio de la plutonitogénesis incluirá siempre deducciones en mayor o menor grado hipotéticas (compárese BILLINGS, 1942:296).

En nuestro caso, el "armazón" anfibolítico de composición química parecida a la del gneis, fué "movilizado" (ver más adelante) y este proceso acrecentó hasta la magmatización parcial del gneis (inciso 4). Obedece a una tectónica orientada de SW. a NE. hasta de E. a W. y S. a N. (los Brasílides caledónicos de KEIDEL). Otro tectonismo (¿más antiguo?) en el sud del país se orienta hacia el NW. y fué mencionado en el inciso 6 (ver más adelante, además la nota 18 y WINDHAUSEN, 1931:116).

Distinto de los macizos gneisicos (ver el croquis de la sierra de Córdoba en WINDHAUSEN, 1929, fig. 40), son los batolitos (SUESS), si bien RIMANN (1918) habla de "enormes lacolitos y batolitos de ortogneis de la sierra de Córdoba" (sierra Chica). La existencia de los cuerpos nombrados últimamente parece relacionada con la de un "magma". Su composición es granito-sienito-cuarzodioritica, excepcionalmente (!) gábbrica. Largamente fué estudiada su "mise en place": si se debe a fuerzas inherentes (fusión, asimilación y sustitución del hospedador), o si se vió facilitada por el diastrofismo (fracturación, plegamiento, etc., de la vecindad). Los conocidos trabajos de CLOOS y de sus colaboradores han demostrado que la gran extensión de la "cabeza" está a veces en desproporción con la estrechez de la chimenea del "batolito", de modo que se trata más bien de cuerpos reducidos (stocks, o amas en francés), en parte lacolíticos. El plutonito, en opinión de CLOOS, denota su ascensión dinámica tanto

por una textura interior característica, como especialmente por la creación de una pronunciada textura lateral y frontal en el hospedador. Aparentemente, todo esto proviene del empuje magmático. Otros autores opinan que el batolito penetra en el material sedimentario o metamórfico adyacente. Así, sea apresando xenolitos, sea resorbiendo, el cuerpo magmático reemplaza a su hospedador.

Oponiéndose al concepto tradicional de un "magma granítico, juvenil" (ver la nota 4) y ampliando las ideas de BOWEN sobre el origen de los plutonitos por diferenciación, ESKOLA los deriva en parte de soluciones residuales del material primitivo, continuadas durante largos espacios de tiempo y enriquecidas en SiO_2 y K_2O. Este "sudor" (nota 4) es el agente de la "refusión" del material rocoso y de su transformación en granito palingénico (granitización). En su "Memoria preliminar sobre los procesos de asimilación, productos migmatíticos y su importancia en la formación de los magmas", DRESCHER-KADEN combina las ideas de ESKOLA con una teoría de la formación de ultrametamorfitos, vale decir, conducentes a tipos magmatitoideos, derivados de anterior material rocoso (HOLMQUIST).

GUIMARÁES (1938 :57) dice: "No archezoico brasileiro encontram-se todas as rochas transicionaes (del granito) desde os gneisses com remanescentes quartziticos de origem sedimentaria..., até verdadeiros granitos (palingeneticos)" y "todos os granitos brasileiros até hoje conhecidos são palingeneticos" (ver más adelante).

Son conocidos los ciclos eruptivos de los Andes argentinos, desde el prepaleozoico hasta el terciario, caracterizados por grandes cuerpos mesosilíceos con su apéndice de productos tendientes a la acidificación. Se opina según STEINMANN (ver WINDHAUSEN, 1929:124) que la "mise en place" de ciertos batolitos andinos terciarios no se deriva de una anatexis y absorción del techo batolítico, sino que fué facilitada por procesos orogenéticos. Tanto aquí como en un ciclo mucho más antiguo (ver poco antes RIMANN), se llama la atención sobre los numerosos xenolitos, en parte de grandes dimensiones, embutidos en el batolito. En la sierra Chica provienen del techo sedimentógeno, "arcaico" ("sedimentario", RIMANN, ver la nota 106) del ortogneis más moderno y anterior al batolito granítico. Hoy día se piensa que el agente de la intrusión es el "sudor" —icor de los fineses— en sentido amplio, y tanto sin- como pre- y post-tectónico. Es él que aumenta la movilidad (fluidificación selectiva) y transformación del material rocoso anterior. Se halla en estado migmatítico y estas "rocas de mezcla", impregnadas con emanaciones neumolíticas provenientes del magma primitivo, fueron "granitizadas" (ver antes). De un modo análogo y no diferente del mecanismo batolítico, nuestro metabasito "estofado en su jugo" y adaptándose a la materia intrusiva, fué suplantado al sufrir una gneisificación "lit-par-lit". El proceso es ilustrado por la textura en bancos del gneis "diferenciado" (inciso 5).

Hay pocos cuerpos graníticos extendidos con un quimismo homogéneo en

todas sus partes. En cambio, no es raro el caso de "diferenciaciones" diorito-gábbricas, vale decir, un proceso cuya naturaleza fué muy discutida sin haberse aclarado todavía. Después de estudiados numerosos asomos de los "granitos palingenéticos" quizás sea posible demostrar que una parte de dichas "evoluciones magmáticas" en realidad no son más que remanentes semidigeridos y transformados de una anatexis inconclusa. En el estudio de la palingénesis conviene recordar que muchos batolitos son pobres en xenolitos y que, a pesar de lo dicho poco antes, reina un quimismo homogéneo a largas distancias, lo que está en desacuerdo con la enorme cantidad de material resorbido, aun cuando se suponen procesos progresivos (ver la pg. 10).

Faltan todavía estudios especiales sobre el granito posterior al Porongos (inciso 2). La edad del granito en la sierra de Córdoba es devónica según PASTORE. El material uruguayo parece pasar desde un tipo criptacalinítico a rocas meso y peralcaliníticas. TAPIA y RADICE (1946:4) hablan de una "monzonita" en Tandil, prov. de Buenos Aires. Sería de interés saber si la conocida piedra ex-movediza pertenece a dicho tipo. En nuestro paraje los alcalinitos típicos están representados por los lamprófidos pertenecientes a la nordmarquita (WILLMANN) de La Paz (fig. 1 y pg. 19; ver también WALTHER, 1938). En los mapas del Instituto Geológico el granito más moderno no fué separado sino "incluído en el arcaico" (ver la leyenda del año 1946). Interesaría saber si únicamente al mencionado eruptivo corresponde la segregación en "bolsas de lana" y si sus asomos guardan relación con el referido tectonismo orientado en sentido NW. Ambos caracteres se denotan bien en Mal Abrigo, depto. de Colonia. SERRA (1943) menciona el contacto del eruptivo con esquistos semicristalinos.

11) El borde del cuerpo ultrametamorfoseado (inciso 4) de La Teja tiene estructura cataclástica poco desarrollada; el maximum de milonitización se observa en los gneises diferenciados (inciso 5). El feldespato corresponde a cuatro generaciones: 1) remanentes esqueletiformes de la plagioclasa ácida más antigua (lám. IX, figs. 34 y 34a); 2) porfidoblastos oligoclásicos (hospedadores del anterior), marginalmente seudopertitizados (inciso 9); además, 3) porfidoesteres andesínicos y 4) potásicos que suplantan a la plagioclasa (ver especialmente la lám. X, fig. 38). Al aumentar los cristales N.° 2, resulta un conjunto de numerosos xenoblastos. Es probable que la seudomórfosis sericítica de la plagioclasa (aporte de K), mucho más común que la de la ortosa, forme un sustituto de la antipertitización de la plagioclasa.

En analogía con los ribetes y cintas oligoclaso-albíticos, seudopertíticos, también la ortosa pasa a un estado de cementación. La corrosión del mineral en los intercrecimientos mirmequíticos proviene de la influencia ejercida por la plagioclasa más antigua, siendo ésta el exponente principal de la cataclasis.

El cuarzo de los gneises es de distinta procedencia y edad ("gotas", suplente de la plagioclasa -fig. 8 del texto-, sustituto de la feldespatización potásica y finalmente producto de la "diferenciación metamórfica", STILWELL).

La potasización mencionada, común en los gneises, y la concentración sericítica a costa de la mica ferro-magnesiana, tienen muy poca extensión en los cuerpos macizos intercalados (La Teja, Capurro, calle Santander), de modo que **no son granitizaciones** del gneis plagioclásico (inciso 4).

12) La teoría de la gneisificación de los esquistos hornbléndicos se basa principalmente en la inestabilidad de la hornblenda. En el gneis anfibólico, único yacimiento conocido de los alrededores de Montevideo (ver el letrero "cantera" en la carretera a Toledo Chico), se explota no un esquisto uniformemente hornbléndico sino un gneis biotítico con resorción de anfibolita procedente de la vecindad. — En los gneises diferenciados, miloníticos, la biotita forma grandes xenoblastos de intercrecimiento poiquilítico con la plagioclasa sincrónica y más moderna, marginalmente descalcificada ("cribosidad" de la biotita, comparable con la hornbléndica). — Con respecto a la colaboración biotito-plagioclásica en la formación del epidoto, ver la lám. X, fig. 41, y a otro proceso retrometamórfico (pegmatita carbonatada en la diorita gneisica), la lám. XI, fig. 42.

13) Sólo excepcionalmente se puede discutir la edad del múltiple material filoniano que acompaña tanto las antiguas magmatizaciones como el granito más moderno. Una impregnación de fluorina experimentada por algunos representantes del primer grupo, ha sido comprobada también en los filones de la isla del Bizcochero, los que atraviesan los esquistos algonquianos invaginados en el "arcaico". La misma edad postalgonquiana corresponde a la potente pegmatita (con ortosa y micropertita) que ha transformado la invaginación filítica del dique Nacional en micacita granatífera (ver el inciso 17). En cambio, la pegmatita plagioclásica, reproducida en la lám. 2, fig. 5, pertenece al séquito antiguo.

14) La textura gneisica más pronunciada se encuentra en los filones aplito (micáceo-malquito) y dioritoporfiríticos de potencia elevada (pórfidos filamentosos), hoy día muy mal expuestos (lám. 4, fig. 12). En algunas aplitas poco potentes dicha textura obedece a la resorción y consecuente regulación de biotita u hornblenda biotitizada. El cuadro microscópico enseña que la estructura aplitoporfirítica pasa a semiplutónica al sustituir el tejido fundamental granoblástico por el listoniforme-granular (lám. XI, fig. 44).

Fuera de las malquitas micáceas existe un contenido no insignificante de biotita primaria en las aplitas semiplutónicas. Su estudio microscópico ofrece buenos ejemplos de la suplantación plagioclásica por el feldespato potásico (Tablada). Lógicamente se presenta a veces aumento de muscovita y cuarzo, de modo que con cierta razón puede hablarse de una "granitización" del gneis, mientras que éste ha sido cuarzodioritizado en la facies de los cuerpos "magmatizados" (inciso 4).

15) El enmascaramiento blástico de los filones leucócratos se asocia al milonítico y migmatítico. Debido al penúltimo, algunas aplitas tienen aspecto cuarcítico. Es imposible la descripción de los migmatitos a simple vista (ver en la pg 67 su relación con la invaginación del dique Nacional). La plagioclasa

básica y la hornblenda (a veces megascópica en la aplita), provienen del hospedador anfibolítico y éste toma cuarzo y turmalina. Interesa particularmente, en otros yacimientos, el modo de la resorción hornbléndica. Esta forma textura filamentosa, no ordenada, que orla los porfidoesteres de plagioclasa aportados por la "aplita" (el "sweat" en la nota 4).

16) Escasean los filones lamprofídicos, los primeros representantes de la serie Atlántica del Uruguay, encontrados en 1908. Ver la "o" en el croquis fig. 2 del texto y la pg. 100. Dicho mafito se distingue de otro que corresponde a cuatro filones de rumbo NW. hasta NNW. (ver inciso 10), muy descompuesto (lám. 4, fig. 10). Tienen numerosos fenocristales de plagioclasa, mucha olivina y augita titánica, débilmente violeta, en la pasta fundamental vítrea (¿analogía con la "diabasa analcímica" de WILLMANN?). Tanto en el lugar reproducido en la mencionada figura, como en otro punto, la pegmatita es de mayor edad que el lamprófido afín a los alcalinitos típicos de La Paz, del Pan de Azúcar, etc.

16a) El material metabasito-gneisico ha sufrido una metamórfosis de grado mediano (mesozonal, ver nota 40), que pasa a epi y, mucho menos pronunciada, katazonal. Esto se demuestra tanto por la composición mineralógica (abreviado : c) como la estructura (es) y textura (t).

c : hornblenda (en parte esmaragdítica y actinolítica), clorita, plagioclasa descalcificada, sericita, clinozoisita (m + e); biotita, muscovita, piroxeno muy raro (m + k).

es : acribillada-diablástica-celifítica (m), porfido-homeoblástica, porfidoclástica (m + e).

t : esquistosa, débilmente lenticular (filamentosa), bandeada, kataclástica, plegadiza (m + e); fieltro actinolítico macizo (seudo-katazonal).

17) La interpretación de la edad y procedencia correspondientes al basamiento predevónico, puede efectuarse de dos modos:

a) Los metamorfitos gneiso-anfibolíticos pertenecen al arcaico que ha experimentado una invaginación concordante del "algonquiano". Este proceso fué acompañado de la emanación de eruptivos alcaliníticos (GUIMARÃES) y provocó reacciones entre los dos componentes de distinta edad (ver más adelante).

b) Los metamorfitos mencionados, así como los meso-epizonalitos "invaginados" filito-cuarcíticos, son postarcaicos y de procedencia seudosedimentaria-sedimentaria (piro-aeroclástica). La gneisificación y magmatización parcial (ver inciso 11) han borrado los caracteres del material primario. Concuerda con lo dicho la idea de LEINZ (1941) con respecto a ciertos asomos aislados de gneis. Figuran como "Porongos" gneisificado (ver inciso 2).

Parecidos problemas se presentan en la sierra de Córdoba y otros miembros de las sierras Pampeanas. Todavía no han sido aclarados a pesar de las investigaciones que se han venido haciendo desde hace muchos años (WINDHAUSEN, 1931:53).

Por su analogía con yacimientos brasileños, es significativo el acompañamiento del material invaginado por minerales de Mn. En la "mina San Mateo", cañada de las Canteras, se presenta un ejemplo instructivo. El encajonante del esquisto semicristalino típico presenta una intercalación de anfibolita gábbrica, lo que hace suponer ciertas relaciones entre el metabasito y los minerales indicados (ver las pgs. 74/75 y lo dicho más adelante). En otro yacimiento que tiene extensión muy limitada (mina La Adelaida en la isla del Bizcochero, lám. 1), la roca aprisionante de anfibolita feldespato-uralítica incluye una invaginación de cuarcita. Mientras que ésta se ha transformado en un migmatito (¿espesartínico?, ver la lám. XI, fig. 45) o, dicho brevemente, en gondito, el metabasito se transformó por asimilación de cuarzo y producción de granate, vale decir, ha sido débilmente eclogitizado. De esta manera el yacimiento metalífero de Fe y Mn, itabirítico y con rodonita (según LLAMBIAS DE OLIVAR), se inserta en forma de plancha-filón entre la infraestructura "arcaica" y la supraestructura algonquiana. El Mn, en parte posiblemente epigénico, no está relacionado con el cercano gneis dioritizado, sino con las emanaciones lamprofídicas, más modernas (ver el inciso 16).

El esquisto filítico, invaginado en el metabasito del dique Nacional, en parte granatífero (ver poco antes), tanto en la costa como tierra adentro (cubierto aquí por el limo) ha sido transformado en micacita granato-cianítica, debido a la inyección de un potente filón pegmatítico (pg. 101). La distena del yacimiento en cuestión es el único representante de los tres silicatos de Al, pues en ningún material de los alrededores de Montevideo se observó la presencia de andalusita o silimanita. Esto concuerda con lo indicado en el inciso 16a.

18) El estudio del predevoniano y de los departamentos ocupados por él, quedó muy retrasado en comparación con el de las regiones cubiertas en gran parte por los terrenos meso-neozoicos, a pesar de que el semicristalino-cristalino ocupa más de la tercera parte del país e incluye yacimientos de eventual valor técnico. Su sobreestimación dió lugar a grandes especulaciones, las que, pese a su falta de base científica, han sido subvencionadas con vastos fondos públicos. De ahí la desorientación, que reconoce dos causas: 1) el descuido de los estudios petrográficos basados en el análisis microscópico-químico y 2) las grandes dificultades que se presentan durante el estudio de la Geología regional (agravadas a menudo por la escasez de afloramientos instructivos) por el uso de mapas anticuados, muy deficientes, cuya sustitución por el nuevo material cartográfico en 1:50.000, progresa con mucha lentitud. Una ojeada a los mapas geológicos aparecidos desde los estudios de MAC MILLAN (1931-33), a base de los releva-

mientos de FALCONER, REY VERCESI, LAMBERT y SERRA, demuestra el mencionado contraste. El predevónico, o bien se ha dejado en blanco, o bien está reproducido y descrito a grandes rasgos mediante el estudio a simpla vista del material recogido (ver la nota 8). — Estimo necesario contribuir en lo posible a la solución de los grandes y complicados problemas que han sido orillados en las páginas antecedentes.

¡Que futuros investigadores dispongan de recursos mucho más amplios que el autor!

ZUSAMMENFASSUNG und FOLGERUNGEN

1) Im Vorhergehenden war es nicht möglich einen Beitrag zu liefern zur Lösung eines bekannten Problems, das die Geologie von Südbrasilien sowie von Paraguay und Uruguay angeht. Es bleibt zu ermitteln, ob innerhalb des halbkristallinen und sedimentären Vordevonicums mit Sicherheit ein kambrosilurischer Anteil abgegrenzt werden kann. Nach neuen Forschungen ist die Verbreitung des Arcaicums in Südbrasilien weit geringer als bisher angenommen wurde.

2) Bei Montevideo bieten sich zahlreiche Aufschlüsse besonders am Strande und in näherer wie weiterer Umgebung des Cerro (= Berg) und Cerrito dar (Fig. 1 und 2, Taf. 1). Sie gehören vorwiegend dem als archäisch betrachteten Abschnitt an (amphibolische Schiefer, Plagioklasgneis etc.), teils stellen sie jüngere (algonkische?) konkordante Einfaltungen dar (Phyllit und Quarzit). Im benachbarten Rio Grande do Sul werden die genannten Hemimorphite ("Porongos") vom silurischen (?) "Maricá" überlagert, das dem uruguayischen "Aiguá" entspricht (s. unter 10 und 17).

3) Beim Studium des Metabasits ist von Interesse der Vergleich mit den dunkelen Gesteinen der Gegend von Florida ca 100 km. nördlich von Montevideo. Es handelt sich teils um einen in Hornblendit übergehenden Pyroxenamphibolit (Taf. 2, Fig. 2), teils um wahrscheinlich jüngere typisch intersertale Granophyr-Quarzdiabase. In Brasilien kennt man diese z.B. aus dem Staate São Paulo (SCHUSTER) und neuerdings aus dem englischen Grenzgebiete von Guayana (GUIMARÁES, 1930 und PAIVA). Ein analoger Typ mit gleicher aber zurücktretender Struktur und feinem Korne scheint sich unter den dem jüngeren kryptalkalinitischen Granit zugehörenden Lamprophyren des uruguayischen Dep. Colonia wiederzufinden ("Spessartit" bei WALTHER, 1914). Benachbart dem erwähnten eklogitartigen Gestein von Florida erscheint ein diallagführender Hornblendebiotitgneis.

4) Bei der Ermittelung der Altersfolge bei Montevideo (Seite 19) ergeben sich Schwierigkeiten aus der partiellen Magmatisation des kalifeldspatisierten Plagioklasgneises, der konkordant von Metabasit begleitet wird. Beide werden injiziert von den Gängen, die dem Ultrametamorphit zugeordnet sind (s. unter 10).

5) Die schlierige Anordnung des Lepidomelans steht in Beziehung zu einer teilweise bankförmigen Anreicherung felsischer Komponenten im Gneis (Taf. 2, Fig. 3).

6) Eine vorherrschende Ausrichtung der Schieferung ist nicht vorhanden und das Streichen erfolgt sowohl in E-W und SW-NE wie SE-NW (ausgeprägt im "Aiguá" von Piedras de Afilar, 50 km. E von Montevideo, s. Abschnitt 10), was sich im Verlauf der Küste wiederspiegelt. Das Einfallen ist überall fast senkrecht.

7) Die Härtlingsnatur der beiden eingangs genannten, schon von SELLOW als geologisch analog angesehenen Anhöhen beruht auf der Anwesenheit eines nephritartigen Gipfelgesteins (s. unter 8). Es schliesst massige gabbroamphibolitische Teile ein (Taf. 3, Fig. 7), die auch in anderen Teilen des untersuchten Gebietes auftreten und Relikte alter Magmatite darstellen dürften. In einer derartigen Einschaltung fand sich u. d. M. Diallag, während Olivin zu fehlen scheint. Das Mineral ist ein Bestandteil des Amphibolits auf der Insel Martín García im Río de la Plata nahe der uruguayischen Südküste (ROMBERG, 1894).

8) Der sehr schwankende, oft schon im Handstück auffallende Gehalt an dunkelem Mineral lässt auf die tuffogene Natur des Amphibolschiefers schliessen. Das pyroklastische Material beherbergt aeroklastische (quarzitische) Bestandteile, die nur schwer von jüngeren Einlagerungen zu trennen sind (s. Abschnitt 16).

9) Nach dem mikroskopischen Befunde ist der Metabasit folgendermassen zu klassifizieren:

a) Smaragdit-Chloritfels und -schiefer
b) Gabbroamphibolit
c) Amphibolit teilweise chloritschieferig
d) Amphibolit und Aktinolithit, nemato-fibroblastisch.

In dem dunkelen Material **a** stellen die fast nussgrossen Smaragdite Pseudomorphosen nach Diallag dar (Textfig. 7). Aus der Chloritisierung der Hornblende ergeben sich epimetamorphe Chloritschiefer.

In **b** tritt der bislang nur vereinzelte Plagioklas mehr hervor. Nur ausnahmsweise deutet ein Gehalt an Diallag auf gabbrisches Ausgangsmaterial hin, während in der Mehrzahl der Fälle nur das massige Gehaben des Vorkommens charakteristisch ist. In vielen Gesteinen leitet aber die diallagene Hornblende (Taf. VI, Fig. 18) und ihre Siebstruktur nebst poikilo-diablastischer Verwachsung mit Plagioklas ist ein den Gruppen **b-d** selten fehlendes Merkmal (Taf. VI, Fig. 19). Vergleiche die unter 3 beschriebenen höhergradig metamorphen Vorkommen (Feldspaturalit). Neugebildeter Klinozoisit tritt zurück gegenüber der Acidifizierung des basischen Plagioklases. Das Na wurde bei der Kalifeldspatisierung des jüngeren Gneis-Quarzdiorits frei (s. unter 11). Die Albitisierung

erfolgte in zwei Etappen (Oligoklasalbit und Albit), die pseudoperthisch (besser "diplagiperthitisch") verwachsen und deren jüngerer Komponent wegen sekundärer Rotfärbung mit Orthoklas verwechselt werden kann (Taf. VI, Fig. 19 und 21).

In c ist oft der smaragditische Habitus der Hornblende nicht erkennbar. Das verschiedenartige Aussehen des Schiefers leitet sich her von bisweilen unscharf ausgeprägten Banden von rein amphibolischer Zusammensetzung, die mit amphibolitischen oder chloritamphibolischen wechsellagern (Taf. VII, Fig. 23). Eine Zonarstruktur des Plagioklases ergibt sich sowohl aus dem Wechsel der beiden genannten Dekalzifizierungsprodukte als auch durch randliche Rekurrenz. Sie verwächst metasomatisch-faserig mit der Albitsynantese (Taf. VII, Fig. 25). Diese lässt die Zwillingslamellen des Plagioklases schon bei Betrachtung mit e i n e m Nicol erkennen (Taf. VII, Fig. 26).

In einer zu Garbenamphibolit überleitenden Unterabteilung macht sich bemerkbar das Erscheinen einer jüngeren "vorauseilenden" und ausgeprägt stengeligen wie strauchartig verzweigten und dann stark diablastischen Hornblende (Taf. 5 und VIII, fig. 15 und 29).

Das unter 8 Gesagte wird erläutert durch zahlreiche der Gruppe d angehörende Proben. Ob alle im Handstück gleichmässig dunkel gefärbte Metamorphite als "Magnesiumsilikatschiefer" zu bezeichnen sind, hat die chemische Untersuchung zu erweisen, doch fehlen Analysen bisher gänzlich. In einem und demselben Präparate wechselt das Mengenverhältnis zwischen nematoblastisch-fibroblastischem Hornblende- und granoblastischem Grundgewebe (Taf. VIII, Fig. 30) und dieses ist schwer von quarzigen, z. T. migmatitischen Injektionen zu trennen. Sie sind in einzelnen Fällen schon im Aufschlusse zu erkennen. U. d. M. beobachtet man in der Nähe der Injektion eine geringe Kornvergrösserung und Biotitisierung der feldspaturalitischen Hornblende. Ihr wirrfaseriges bei + Nic. eisblumenartiges Gewebe (Taf. VIII, Fig. 32 und 32a) ergibt ein nephritoides zähes Material, das früher zur Betonbereitung verwendet wurde. Der teils wirre teils geregelte Hornblendefilz lässt sowohl einige breitlamellierte Plagioklase wie das pseudoperthitische und quarzhaltige Grundgewebe hindurchschauen (Taf. IX, Fig. 33).

10) Die vermutlich tuffogene Natur des Metabasits und seine Konkordanz mit dem Gneise lassen natürlich nicht auf eine sedimentäre Herkunft des letzteren schliessen. Man könnte sie annehmen wegen des teilweise reichlichen Gehaltes an Epidot und des vereinzelten Vorkommens von Karbonat (s. unter 12). In der Sierra de Córdoba wechsellagert (s. unter 17) ein verbreiteter Paragneis mit halbkristallinen Schiefern. Bei uns scheint die An-Ort-Stellung ("Ortstellung" ist irreführend) eines "gneisifizierten Plutonits" oder "synkinematischen Intrusivgneises" leicht erklärbar zu sein durch den Hinweis auf den in Textfig. 4 dargestellten Mikromechanismus. DRESCHER-KADEN zweifelt mit Recht an dem

Synkinematismus und der jeweiligen Verfügbarkeit sialischer Massen zur Füllung der hypothetischen Hohlräume. Zur Deutung der Ubiquität des vorwaltend archäischen Gneises sind universale auf die Umformung der Erdrinde gerichtete Vorgänge heranzuziehen (KOENIGSBERGER, 1912: die grossen europäischen Gneiszonen stellen Gebiete aus Urmaterial dar, die der Anatexis zufolge Intrusion halbflüssiger sialischer Magmen anheimfielen).

Das mafitische Alkalinit-Magma der Barysphäre geht über in die Lithosphäre, die zusammengesetzt ist aus den magmatischen Entsendungen der ersteren (Vulcanite) und sehr mannigfachen Abkömmlingen, die untereinander in enger Beziehung stehen (Migmatite, Metamorphite, Plutonite, Sedimentite, etc.). In unserem Falle wurde der amphibolitische Rahmen "mobilisiert" (s. unten) und die Bildung des Gneises steigerte sich bis zu seiner partiellen Magmatisierung. Der dem Ausgangsmaterial chemisch analoge Gneis ist einer Tektonik unterstellt, die den Richtungen SW-NE bis E-W und N-S folgt (Brasiliden KEIDELs).

Den Gneismassiven stehen die weit vorwiegend persilizisch-mesosilizischen Batholithe, Stöcke und Lakkolithe gegenüber, wenngleich RIMANN von riesigen Orthogneis-Batholithen in der Sierra de Córdoba spricht. Die magmatische Natur mancher Batholithe mit ihrer charakteristischen Innenstruktur und der sie begleitenden "Granittektonik" wurde von CLOOS anschaulich dargelegt. Nach anderer Auffassung soll das Magma durch seine Apophysen, Aufnahme von Xenolithen und Resorption des Wirtgesteins mit diesem den Platz ausgetauscht haben (magmatic stoping, Palingenese). ESKOLA leitete die Plutonite teils von Differenzierungen teils von Restlösungen des primitiven Magmas her, die, lange Zeiten anhaltend und an SiO_2 wie K_2O angereichert, mit dem von der "Mutter Erde" bei der Gebirgsbildung vergossenem "Schweiss", dem Ichor, verglichen werden. Sie leiteten die Wiederauf"schmelzung" des Ausgangsmaterials und seine Granitisierung ein (palingener Granit). DRESCHER-KADEN setzte diese Vorstellungen durch seine Theorie der Ultrametamorphite fort, die zu magmatitoiden Typen überleiten. GUIMARÃES behauptet, dass im brasilianischen Archäozoikum allerhand teils ortho- teils parametamorphes zu palingenem Granit führendes Ausgangsmaterial vorhanden sei und dass alle bis jetzt bekannten brasilianischen Granite dem genannten Typ angehören.

Bekannt sind die grossen differenzierten Körper, welche die argentinischen Anden-Orogene charakterisieren. STEINMANN hat gezeigt (Geol. Rundschau Bd. 1), dass die An-Ort-Stellung mancher tertiärer Anden-Batholithe nicht auf eine Anatexis und Absorption des Daches zurückzuführen ist, sondern durch tektonische Vorgänge erleichtert wurde. Sowohl hier wie bei einem viel älteren Cyclus (s. oben unter RIMANN) wurde auf die reichlichen Xenolithe im Batholith hingewiesen. In der Sierra Chica stammen sie von dem notwendigerweise als älter angesehenen parametamorphen "archäischen" Dache her. Neueren Ansichten zufolge handelt es sich um den sowohl syn- wie prae- und posttektoni-

schen Ichor im weitesten Sinne, der die Beweglichkeit und Umformung des Ausgangsmaterials steigerte. Diese Migmatite, getränkt mit pneumatolytischen, dem Ur-Magma entstammenden Emanationen, wurden granitisiert. In analoger, nicht von der des Batholithen wesensverschiedener Weise erfolgte die Verdrängung unseres "im eigenen Safte geschmorten" (im Saft gedämpften) Metabasits. Seine lit-par-lit erzwungene Gneisifizierung wird illustriert durch die bankförmigen felsischen Anreicherungen des differenzierten Gneises (s. unter 5).

Man weiss, dass es wenige grosse granitische Körper gibt, die auf weite Strecken hin homogenen Chemismus zeigen. Vielmehr liefern sie oft vorzügliche Beispiele von dioritisch-gabbrischen "Differenzierungen", einem Vorgange, dessen Deutung bekanntlich noch sehr umstritten ist. Es wird der Erforschung vieler der "palingenetischen Granite" bedürfen, um zu zeigen, dass manche der vermeintlichen magmatischen Weiterbildungen in Wahrheit nur oft umgeformte Relikte einer unvollendeten Anatexis darstellen. Man wird sich aber zu erinnern haben, dass viele Batholithe arm an Xenolithen sind und dass ihr auf weite Strecken gleicher Mineralbestand schwer vereinbar ist mit der Annahme ungeheurer Resorptionen, selbst wenn man an einen progressiven Vorgang denkt.

Eingehende Untersuchungen über den Granit, jünger als das "Porongos" (s. unter 2), stehen noch aus. Aus krypt- scheinen sich mesoalkalinitische Typen zu entwickeln, zu denen der von WILLMANN beschriebene Nordmarkit von La Paz (Fig. 1) gehört. Auf den hiesigen geologischen Karten wurden die Sippen nicht getrennt. Es ist zu vermuten, dass allein der jüngere Granit die Wollsackabsonderung zeigt und dass er z. T. in Beziehung steht mit dem erwähnten nordwestlich gerichteten Tektonismus. Beide Erscheinungen sind gut bei Mal Abrigo im Dep. Colonia ausgepägt.

11) Während die Randzone des "granit"artigen Gneises von La Teja (s. unter 4) nur geringe kataklastische Merkmale aufweist, beobachtet man eine starke Mylonitisierung in den differenzierten Gneisen (s. unter 5): Der Feldspat gehört vier Generationen an, es sind dies 1) die skelettartigen Überbleibsel des ältesten saueren Plagioklases (Taf. IX, Fig. 34 und 34a), 2) oligoklasische, randlich pseudoperthitisierte (s. unter 9) Porphyroblasten, die Wirte der unter 1 genannten Gebilde, 3) andesinische Porphyrosteren und 4) ebensolche aus Kalifeldspat, den Plagioklas verdrängend (s. besonders Taf. X, Fig. 38). Aus der Anreicherung der Porphyroblasten N.° 2 ergibt sich ein Gemenge von Xenoblasten. Es ist anzunehmen, dass die unter Aufnahme von K erfolgte Serizitisierung des Plagioklases (viel verbreiteter als die des Kalifeldspates) die Antiperthitisierung des Plagioklases ersetzt.

Wie bei den oligoklasisch-albitischen Umsäumungen so geht auch der Orthoklas in zementierende Gebilde über. Seine Korrosion in den myrmekitischen Verwachsungen rührt von dem älteren Plagioklas her, welcher der Hauptträger der Kataklase ist.

Der Quarz in den Gneisen bildet teils "Tropfen" (Textfig. 8), teils vertritt

er die Kalifeldspatisierung und schliesslich erscheint er als Produkt der "metamorphen Differentiation" STILWELLs.

Die im Gneis verbreitete Kalifeldspatisierung und die muscovitische Ersetzung des Biotits in den plutonitartigen Einschaltungen (La Teja, Capurro und Santander-Strasse) sind sehr unbedeutend, sodass sie nicht als Granitisierungen aufzufassen sind (s. unter 4).

12) Die Annahme einer Gneisifizierung der Amphibolschiefer stützt sich besonders auf die geringe Stabilität der Hornblende. In dem einzigen aus der Umgebung von Montevideo bekannten Vorkommen von Amphibolgneis wird nicht ein durchweg amphibolischer Schiefer sondern ein Biotitgneis mit erst neuerdings aufgeschlossener Resorption von benachbart anstehendem Amphibolit ausgebeutet. — In dem differenzierten Gneis erscheint der Biotit in grossen Xenoblasten, die mit dem randlich decalcifizierten gleichalterigen oder jüngeren Plagioklas poikilitisch verwachsen sind. Hinsichtlich der biotitisch plagioklasischen Zusammenarbeit bei der Bildung des Epidots siehe Taf. X, Fig. 41 und über ein Vorkommen von Karbonatpegmatit im Dioritgneis vergl. Taf. XI, Fig. 42.

13) Nur in einzelnen Fällen lässt sich mit einiger Sicherheit zeigen, welches Alter zukommt dem vielgestaltigen sowohl die alten Magmatisierungen wie den jüngeren Granit begleitenden Gangmaterial. Aplitische Gänge, die dem in das "Archaicum" eingefalteten algonkischen Schiefer aufsetzen, wurden noch von einer fluoritischen Imprägnation betroffen, die schon in den älteren Gängen auftritt. Nachalgonkisch ist der mächtige Pegmatit (Orthoklas und Mikroperthit führend), der die phyllitische Einfaltung an der Küste in Granatglimmerschiefer umwandelte (s. unter 17). Im Gegensatz hierzu gehört der auf Taf. 2, Fig. 5 abgebildete Plagioklaspegmatit zum alten Ganggefolge.

14 Am meisten gneisisch sind die aplit - (malchit-) wie dioritporphyritischen mächtigen Gänge (Flaserporphyr), die gegenwärtig schlecht aufgeschlossen sind (Taf. 4, Fig. 12), aber der genannte Habitus kommt sekundär auch bei geringer Mächtigkeit durch randliche Resorption und Regelung von Biotit oder biotitisierter Hornblende zustande. Die aplitporphyritische Struktur geht in die halbplutonischer, blastisch verkleideter Gänge über, in der Weise, dass das granoblastische durch ein leistenförmig-körniges Grund"gewebe" ersetzt wird (Taf. XI, Fig. 44).

15) Ausser bei den Glimmermalchiten findet sich ein nicht unerheblicher Gehalt an Biotit auch bei den Granodioritapliten, die gut die Kalifeldspatisierung des Plagioklases zeigen. Wenn nun bisweilen der Gehalt an hellem Glimmer und Quarz gesteigert ist, so kann man von einer "Granitisierung" des Plagioklasgneises sprechen, während dieser in der Facies der plutonitartigen Körper quarzdioritisiert wurde.

15a) Die blastische Verkleidung der leukokraten Gänge wird durch die mylonitische und migmatitische gesteigert. Gänge von quarzitischem Aussehen

erweisen sich als Mylonite und andere, die mit der in 13 erwähnten phyllitischen Einfaltung zusammenhängen, als Migmatite, nur u.d.M. deutbar. Basischer Plagioklas und Hornblende (bisweilen gut mit blossem Auge zu erkennen) stammen vom amphibolitischen Wirtsgestein und dieses nimmt Quarz und Turmalin auf. In einigen Fällen ist die Resorption der Hornblende von Interesse. Flaserig, aber nicht geregelt texturiert, umsäumt das Mineral die von dem aplitischen "Schweiss" geförderten Porphyrosteren von Plagioklas (s. unter 10).

16) Lamprophyrische Gänge, die erstmalig im Jahre 1908 festgestellten Vertreter der atlantischen Sippe in Uruguay, sind selten (s. das "o" in der Textfig. 2. und S. 108). Neben diesem peralkalinitischen dindet sich ein kryptalkalinitischer Typ mit blassviolettem Augit in glasiger Grundmasse (Taf. 4, Fig. 10). Die sehr unfrischen plagioklasporphyrischen und olivinreichen, vielleicht dem Analcimdiabas WILLMANNs entsprechenden Gänge haben alle ein Streichen in NW bis NNW (s. unter 10).

16a) Das metabasitisch-gneisige Material war, nach seinem Mineralbestande wie seiner Struktur und Textur zu schliessen, einem vorwiegend meso- bis epizonalen Metamorphismus unterworfen (Hornblende, z.T. smaragditisch und aktinolithisch, Chlorit, decalcifizierter Plagioklas, Sericit, Klinozoisit neben Biotit, Muscovit und sehr seltenem Pyroxen; Sieb- und diablastisch-kelyphitische sowie porphyro- bis homeoblastische und porphyroklastische Struktur; kristallisationsschieferige, schwach flaserige und gebänderte wie gefältelte und kataklastische Textur, pseudo-katazonaler massiger Aktinolithfilz).

17) Auf zweierlei Weise lassen sich das Alter und die Herkunft des vordevonischen Grundgebirges deuten:

a) Die gneisischen und amphibolischen Metamorphite sind archäisch mit konkordanter "algonkischer" Einfaltung, einem Vorgange, der von der Emanation alkalinitischer Eruptive begleitet war (GUIMARÃES) und Reaktionen zwischen den beiden verschiedenalterigen Komponenten hervorrief (s. unten).

b) Die genannten wie die "eingefalteten" phyllitisch-quarzitischen meso-epizonalen Metamorphite sind von nacharchäischem Alter und pseudo-sedimentärem - sedimentärem (pyro - aeroklastischem) Ursprunge. Die Gneisifizierung und partielle Magmatisierung haben die Merkmale des Ausgangsmaterials verwischt. Hierzu würde die Annahme von LEINZ passen, wonach vereinzelte Gneisvorkommen einer im Süden von Rio Grande do Sul gelegenen Gegend nur als gneisifiziertes "Porongos" (s. unter 2) aufzufassen seien.

Dem eben geschilderten analoge Probleme erheben sich in der Sierra de Córdoba und anderen Gliedern der Pampinen Sierren (der Anden). Es herrscht noch Unklarheit trotz langjähriger Forschungen in jenen Gebieten (WINDHAUSEN, 1931:53).

Im Hinblick auf brasilianische Vorkommen ist bezeichnend die Begleitung des eingefalteten Materials durch Manganerze. In dem schon von GUILLEMAIN (1912) geschilderten Vorkommen nahe dem Vororte Carrasco beherbergt das gneisische Wirtsgestein des typischen Epimetamorphits eine Einschaltung von Gabbroamphibolit, was auf Beziehungen zwischen dem Metabasit und den Manganmineralen schliessen lässt (s. S. 74/75 und das Folgende). Von Interesse sind die Aufschlüsse der Bizcochero-Insel (s. Taf. 1). Hier handelt es sich um ein feldspaturalitisches Wirtsgestein und eine konkordante NW streichende quarzitische Einschiebung. Sie wurde zu einem (spessartinischen?) Migmatit (Taf. XI, Fig. 45) oder kürzer, Gondit, während der Metabasit Quarz assimilierte und durch Bildung von Granat schwach eklogitisiert wurde. Die Itabirit und Rhodonit (letzteres nach Angabe von LLAMBIAS DE OLIVAR) führende Fe- und Mn-Erzlagerstätte schiebt sich als Lagergang zwischen "Archaicum" und "Algonquium" ein; das vermutlich teilweise epigenetische Mn ist aber nicht mit dem nahen Dioritgneis sondern mit dem Lamprophyr (c auf Taf. 1, s. unter 16) in Beziehung zu bringen.

Der in den hier teilweise granatführenden (s. oben) Amphibolschiefer nahe der Punta (Landspitze) del Cerro eingefaltete Phyllit wurde durch Injektion eines mächtigen konkordanten, landeinwärts lehmbedeckten Pegmatitganges in Cyanit- (Rhäticit-) haltigen Granatglimmerschiefer umgewandelt. In der Umgebung von Montevideo wurde weder Andalusit noch Sillimanit festgestellt, was mit dem unter 16a Bemerkten übereinstimmt.

18) Verf. spricht zum Schluss den Wunsch aus, dass künftige Forschungen im uruguayischen Grundgebirge von weit besseren Hilfsmitteln begleitet seien als die den obigen Daten zu Grunde liegenden. Die Bildungen des genannten vordevonischen Abschnittes wurden, obwohl sie reichlich ein Drittel des Landes einnehmen, bislang nur wenig untersucht. Dies rührt in erster Linie von der Unkenntnis des petrographischen Studiums her.

Procedencia del material rocoso (almanaque I y II, P.Y.G.A.M. y cartas del Servicio Geográfico Militar en 1:50.000)

I Muestras acompañadas de preparados microscópicos

1. Camino Tío Felipe (Tablada)
1*. Playa Ramírez (o, fig. 2)
2. ver **1**
2*. " **1***
3. Tablada
3*. ver **1***
4. Tablada (cant. vieja)
4*. ver **1***
4a. Tablada (cant. nueva)
5. Tablada
5*. ver **1***
6. cerca de la cant. lám. 4, fig. 12
6*. Tablada
7. S. Sierra y Ortiz
7* Cerro, falda oriental
8. aproximdte. M. Soler y Ehrlich
8*. intrusivo en **4**
8*a. Dique Nacional
8*b. Avenida Cachón
9. Reyes y Ao. Cerrito
9*. ver **1***
10. Plá y J. Artigas
10*. ver **1***
11. Instrucciones y Propios
12. Propios
13. altura al S. del "Molino roto". (Charcot)
14. Instrucciones entre Propios y Santos
15. ver **12**
16. " **9**
17. " **11**
18. aproxmdte. Huáscar y Burgues
19. S. Sierra entre N. Ortiz y J. Artigas
20. entre Plá y Propios
21. Propios entre Guaviyú y S. Martín
22. aprox. Gral. Ruiz y Propios
22a. Ao. Pantanoso (c en lám. 1)
23. Propios
24. " y N. Ortiz
25. Industrias aprox. esq. Elcano
26. Instrucciones, 100 m. N. Propios
27. Propios y Guaviyú
28. Santos (lám. 4, fig. 12)
29. Carabelas y Ao. Cerrito
30. " " " "
31. ver **18**
32. " **23**
33. Burgues casi Plá
34. Reyes entre Camandiyó y Atahona
35. N. Ortiz casi Propios
36. ver **18**
37. Cerrito entre S. Sierra y Propios
38. ver **29**
39. Ao. Miguelete arriba del puente Duranas
40. Propios y Trápani
41. Propios
42. "
43. "
44. Gral. Ruiz y Propios
45. ver **18**
46. Holanda esq. Vizcaya
47. entre Austria y Suecia cerca de Grecia

48. Cañada del Cerro y Bogotá
49. Berna y Vigo
50. Egipto entre Bolivia y Holanda
51. Patagonia y Rusia
52 Bolivia y Rio de Janeiro
53. Barcelona (playa)
54. prolongación Inglaterra
55. ” ”
56. Dique Nacional
57. ” ”
58. Francia
59. Ao. Pantanoso, rib. isqu.
60. ” ” ” ”
61. ” ” ” ”
62. ” ” ” ”
63. entre Perú y Burdeos, debajo de Egipto
64. ” ” ” ”
65. ” ” ” ”
66. entre Barcelona y C. América, debajo de Egipto.
67. Isla Humphrey
68. ” ”
69. ” ”
70. ” ”
71. Isla del Bizcochero
72. ” ” ”
74. ” ” ”
74a y a_1 ” ” ”
75. Puerto Rico entre Prusia y Viacava
75a. Cerro, falda oriental
76. Suiza y Vizcaya
77. Dique Nacional
78. ” ”
79. ” ”
80. ” ”
81. ver **75a**, más arriba de Patagonia y Bolivia
82. ver **39**
83. ” **16**
84. ” **49**
85. ” **52**
86. ” **77**
87. ” **72**
88. ” **72**
89a. Tablada
90. canteras de La Teja
91. ” ” ” ”
92. ” ” ” ”
93. cementerio viejo (playa)
94. entre Yaguarón y Ejido (playa)
95. entre Gaboto y Magall. ”
96. Cebollatí (playa)
96a y b La Paz, canteras cerca de la estación
97. Playa Ramírez, cantera antigua
97a Avenida Cachón
97aa ” ”
97b ” ”
97bb entre Treinta y T. y Brecha (playa)
98. Punta Carretas
99. Bahía B (fig. 2 del texto)
100. canteras entre Larrañaga - Instrucciones y Buxareo - Libertad
101. Ciudadela y Colonia (fund. de la Caja N.)
102. casi Cuba y C. América
103. Holanda (cantera)
104. ver **90**
105. ” **59**
106. Rusia entre Patagonia y Filipinas
107. ver **65**
108. ” **59**
109. ” **97a**
110. ” **97a**
111. Paysandú entre Andes y Florida (fundamento)
112. Playa de los Ingleses
112a. ” ” ” ”
113. ver **59**
114. ” **103**
115. ” **103**
116. cantera del camino Toledo Chico-Cagnone y camino Repetto (almanaque I : 30|31)
117 ” ”
118. ” ”
119 ” ”
120. ” ”
121. ” ”
122. cantera entre Veracierto y Arrayán
123. cantera del Molino Viejo, playa de los Ingleses
124. ” ” ” ”
125. ” ” ” ”

126. ver **104**
127. " **104**
128. Grecia y playa
129. " " "
130. Pajas Blancas
131. " "
132. Propios y Ao. Miguelete
133. " " " "
134. Bolivia entre Cuba y Patagonia
135. Patagonia
136. Artilleros (Capurro)
137. Conciliación (Capurro)
138. mina San Mateo (*comt. 1-12*)
139. " " "
140. Santander y Euskal Erría
141. camino Cagnone - Toledo
142. "Cantera" (C. Instrucciones)
143. " " "

IM **1.** campo DE LUIS, carta J. Gabriel del Serv. Geogr. Militar
" **1a** " " " " "
" **2.** campo SANSIVIERA, 14 km. al N. de Florida
" **3.** al E. de la carret. a Florida entre kms. 93 y 94 (carta Serv. Geogr. Mil.)
" **4.** "puntas del Ao. Talitas"
" **5.** ver *IM* **1**
" **6.** cantera GÁSPARIS, Isla Mala
" **7.** campo CHUMINO entre Florida y el paso del Ao. Macana (ver *IM* **3**)
" **8.** camino de la cuch. del Infierno, depto. Florida, poco antes del paso del Ao. Talita

Flo **3.** " "
" **4.** cantera km. 66, entre Soca y Minas
" **5.** " " "
" **6.** " " "

Con **5.** cantera de talco, Conchillas, depto. Colonia
" **8.** " "
" **10.** " "
" **13.** isla Martín García

SL **1.** puntas del río Sta. Lucía, alrededor de 20 km. NE. de Minas
" **2.** " "
" **3.** " "

M **22.** Ao. Campanero Gde. depto. de Lavalleja
" **24.** camino entre el Ao. Soldado y el pueblo de Polanco

NP **1.** Nico Pérez, desmonte ferroc. poco al N. de la estación
" **3.** " "
" **4.** " "
" **5.** " "
" **6.** km. 232,16 dirección a Melo
Tie **1.** campo TIDEMANN, depto. de Flores

II. Idem. sin preparado microscópico

BBr ver **85**
bict cañada de las Cantéras y camino Pavía
bu cerca de la carret. de Montev. a Los Cerrillos (valle del Ao. Las Piedras)
cabi ver **109**
comt 1-12 cañada dé las Canteras, invagin. algonquiana
Ern "entre el diqué Cibils y el frigorífico" (FRANK)
fl — — desm. ferroc. cerca de Nico P., línea a Treinta y Tres
*Flo 214*a— "desm. al S. de Nico Pérez"
" *218* " " " " " "
fr — — playa al NE. del diqué N.
Lo — — Tablada, cerca cantéras
Lo 1 Tablada, cantera nueva
LP 1 Santos Lugares (La Paz)
" *1a* Santos Lugares " "
moa cantera lado izq. de la cañada Molino viejo
Oap ver **63**
π Tablada
pabl 1 Pajas Blancas
τ ver **102**
Til calle Tillaut
trap " Trápani

za	isla Libertad
5/1	= **37**
10/2	Calle Ybirucay
4/5	cam. Propios
4/10	ver **37** y **134-135**
2/11a	Burdeos y cañada dél Cerro
3/11	" " " " "
1/17	pié oriental del Cerro
4/19	dique Nacional
6/19	" "
9/19	" "
5/20	casi C. Grecia y playa
5/22a	" " ver **59** " "
1/25	isla del Bizcochero
7/27	ver *4/19*
1/28 } *2/28* }	suburbio La Victoria entre Progreso-Industrias y Queguay-Ibicuy
1/29a	Pérez Castellanos y playa
2/29	ver **7**
1/32	" **98**
3/32	entre punta Carretas y Pocitos
1/36	Tablada
3/39	ver **64**
1/40	" **74a**
2/43	" **102**
1/45	Ao. Casavalle
2/54	ver **4**
1/55	" *Comt 1-12*
2/55	" " *1-12*
1/57-4/57	" **96a y b**
5	Avda. Cachón
40	ver *2/11a*
55 y *56*	Santos Lugares (La Paz)
58	carretera a Sauce cerca del empalme a San Jacinto
58b	ver **116**

Las calles de la "Villa del Cerro" (lám. 1)

1 = C. M. Ramírez (camino del Cerro o Piñeyrúa)
2 = Japón
3 = Estados Unidos
4 = Berna
5 = Burdeos
6 = Perú
7 = Bélgica
8 = China
9 = Austria
10 = Suecia
11 = Rusia
12 = Bolivia
13 = Holanda
14 = Ecuador
15 = Prusia
16 = Viacava (N. Granada)
17 = Barcelona (España)
18 = Centro América
19 = Rep. Argentina
20 = Francia
21 = N. América
22 = Inglaterra
23 = Méjico } no cruzan la calle i
24 = Suiza } no cruzan la calle i
25 = Noruega (Venezuela)

a = Camino Cibils
b = Bulgaria
c = Gibraltar
d = Dinamarca
e = Patagonia
f = Filipinas
g = Cuba
h = Puerto Rico
i = Polonia (Italia)
j = Vizcaya
k = Rio de Janeiro (Brasil)
l = Bogotá (Paraguay)
m = Portugal
n = Chile
o = Grecia
p = Turquía
q = Egipto
r = Vigo
s = Avda. Sansinena

Idem de una parte de "La Victoria"

1 = Carlos M. Ramírez	α = Curuzú (Industria)
2 = Pérez Ramírez (Aneguay)	β = Olivera (Progreso)
3 = Coronel (Ibicuy)	γ = Calera de las Huérfanas (Libertad)
4 = Riquet (Río Negro)	δ = Camambú (Independencia)
5 = Montero Vidaurreta (Yí)	ε = Concordia
6 = Berinduague (San Salvador)	ζ = Fernández (Constitución)
7 = Romero (Cuareim)	η = Humboldt (Artigas)
8 = Vidal (Zabala)	o = Heredia (Treinta y Tres)

Bibliografía

Agronomía, Inst. N de. — El mat. de revest. del palac. Legisl. de Montevideo.— Revista "Agros", Época **IV**; 1-40.- Montev. 1925 (con un apénd. aparte, Ref. Jb. Min., etc., 1931, II : 591).

ALLING, H. L. — The origin of the foliat. and the naming of synthetic rocks.— Am. Journ. Sc. **8**, 1924 (cit. en N. Jb. f. Min., etc., 1925, II, A:100).

Almanaque Germ. - Urug., I. Montevideo y su depto.; II. Campaña. — Montevideo 1928.

ANGEL, FR. — Der Windbacher Typ floititischer Amphibolite. — Centralbl. f. M., G., P. 1930:124-139. — Stuttgart.

BACKLUND, H. G. — Alg. observaciones sobre rocas notabl. proven. de Olavarría, Prov. de B. Aires. — Dir. Gen. de Minas, etc., Bol. **2**. Ser. B. (Geol.) : 1-33. — Buenos Aires 1913.

" " " — Üb. chem. Verändergn. in mechan. deformierten Gesteinen. — Centralbl. f. M., G., P. 1913a: 593-600 y 634-642. — Stuttgart.

" " " — Zur genet. Deutung der Eklogite. — Geol. Rdsch. **27** · 47-61. — Stuttgart 1936.

BAKER, G. — The heavy minerals of some Victorian granitic rocks—Proc. Roy. Soc. Victoria, **54** : 120-223. — Melbourne 1942.

BARBOSA, O. — Contribuição ão estudo da genese dos gneiss do Distr. Fed. — An. Ac. Bras. Sc. **X** : 120-133. — Rio de Janeiro 1938.

BAUMGÄRTEL, B. — Erupt. Quarzgänge i. d. Umgebg. der vogtl -westerzgeb. Granitmassive. — Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **63** : 175-239. — Berlin 1912.

BEDER, R. — Estudios geol. en la Sierra de Córdoba, etc. — Bol. **33** : 1-81, Dir. Gen. de Minas, etc. — Buenos Aires 1922.

BERG, G. — Die kryst Schiefer des östl. Riesengebirges.—Abh. K. Preuss. Geol. La., N. F. **68** : 1-188. — Berlin 1912.

BEYSCHLAG, FR., KRUSCH, P., VOGT, I. H. L. — Die Lagerstätten der nutzbaren Min. u. Gest. **I** : 1-509, **II** : 1-727. — Stuttgart 1909 y 1913.

BILLINGS, M. P. — Structural Geology : 1-473. — New York 1942, Prentice-Hall Inc.

BRAMMALL, A. & HARWOOD, H. - The Dartmoor granites, etc., 1932 (cit. en Fortschr. Min., Krist.. etc., **20** : 73. - Berlin 1936.

BRAUNS, A. & R. - Ein Carbonatit aus d. Laacher See-Gebiete. — Centralbl. f. Min., etc., 1925 : 97-101. — Stuttgart.

BRAUNS. R. - Die phonolith. Gesteine des Laacher See-Gebietes, etc. — N. Jb. f. Min., etc., BB. **46** : 1-116. — Stuttgart 1922.
" " — Primärer Calcit in Tiefengesteinen, etc. — Centralbl. f. Min., etc., 1926, I : 1-8. — Stuttgart.

CARVALHO, P. F. de - Reconhecim. geol. no Est. do Rio Gr. do S. — Serv. Geol., Bol. **66** : 1-72. — Rio de Janeiro 1932.
" P. F. de & PINTO, E. A. — Reconhec. geol. no Est. de Sta. Catharina. — Ibidem, Bol. **92** : 1-30. — Ibidem 1936.

CLOOS, H. - Der Mechanismus tiefvulk. Vorgänge. — Sammlg. Vieweg **57** 1-95. Braunschweig 1921.
" " — Das Batholithenproblem. — Fortschr. Geol. u. Pal. **I** : 1-80. — Berlin 1923.
" " & RITTMANN, A. — Zur Einteilg. und Benenng. der Plutone. — Geol. Rdsch. **30** : 600-608. — Stuttgart 1939.

DRESCHER-KADEN, F. K. — Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen, etc. — Chemie der Erde, **X** : 271-310. — Jena 1936.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H. — Über die Biotitanreicherg. in gewissen Granitkontaktgesteinen. — Centralbl. f. Min., 1910 : 190-197. — Stuttgart.
" " " — Neuere Arbeiten üb. Metamorphismus etc. — Fortschr. Min., Krist., Petr. **20** : 143-167. — Berlin 1936.
" " " — Studien im Gneisgebiete des Schwarzw. — **XI.** Die Rolle der Anatexis. — Sitzgsber. Heidelberg. Ak. Wi. 1939 : 1-72. — Heidelberg 1939.

ESKOLA, P. — On the origin of granitic magmas. — Min. & Petr. Mitt. **42** : 455-481. — Leipzig 1932.

Excursão geol. de FRED. SELLOW de Rio Gr. do S. e ão Uruguai. — Bol. Centro Riograndense de estud. hist. **2** : 35-98. — Rio Grande 1941.

FERUGLIO, E. — Ricerche geol. nell'Uruguay. — Bol. Soc. Geol. Ital. **46** : 67-77. — Roma 1927.

FERSMANN, A. — Üb. die geochem. - genet. Klassifik. der Granitpegmatite. — Min. & Petr. Mitt. **41** : 64-83. — Leipzig 1931.

FRANK, H. — Algunas observ. geol. en "El Cerro" de Montev. y sus alred. — Un mineral nuevo "Ernita". — Rev. As. Rur. **XL** : 88-93. — Montevideo 1911.

FRENGUELLI, J. — Apuntes de Geología urug. — Bol. **11** : 1-47 del Inst. de Geol. y Perf. — Montevideo 1930.

FREYBERG, B. v. — Ergebnisse geol. Forschgn. in Minas Geraes. — N. Jahrb. f. Min., etc., Sonderb. **II** : 1-403. — Stuttgart 1932.

GERTH, E. (H.) — Constituc. geol., Hidrogeol. y minerales de aplic. de la prov. de S. Luis. — Div. Gen. Minas, Geol. e Hidrol. **X**, 2 : 1-64. — Buenos Aires 1914.

GERTH, H. — Geologie Südamerikas, **I** : 1-99. — Berlin 1932.

GOSSNER, B. & ILG, E. — Beitr. z. Mineralogie des Bayr. Wald., etc., 1932 (cit. en Fortschr. Min., etc. **20** : 71. — Berlin 1936).

GROEBER, P. — Mineralogía y Geología: 1-492. — Buenos Aires 1938.

GRUBENMANN, U. — Die kristallinen Schiefer, 2.a edic.: 1-298. — Berlin 1910.

" " _ NIGGLI, P. — Die Gesteinsmetamorphose : 1-539. — Berlin 1924.

GUIMARÃES, D. — Wolframita e cassiterita no Estado de Rio Grande d. S. — Serv. Geol. **21** : 65-70. — Rio de Janeiro 1926.

" " — Provincia magmat. de Roroimã. — Serv. Geol. e Min., Bol. **45** : 1-57. — Rio de Janeiro 1930. (Ref. N. Jb. f. Min. 1931, II : 280).

" " — Contribuição ão estudo e a origem dos depos. de minerio de ferro e manganez do centro de Minas Geraes. — Dep. N. Prod. Min., Bol. **8** : 1-70. — Rio de Janeiro 1935.

" " — Quadro chrono-geol. do Brasil — Rev. Mineração e Metallurg. **2** : 8 pgs. — Rio de Janeiro 1936.

" " — Metallogenese e a theoria migrat. dos elementos. — Dep. N. Prod. Min., Bol. **24** : 1-67. — Rio de Janeiro 1938.

" " — Das Problem der Granitbildung. — Chemie d. Erde **12** : 82-94. — Jena 1938a.

" " — A prov. magm. de Roroimã. — Dep. N. Prod. Min., Bol. **121** : 1-107. — Rio de Janeiro 1947.

GUILLEMAIN, C. — Lagerstätten in der Rep. Uruguay. — Bergwirtsch. Mitt. 1910 : 189-192. — Berlin 1910.

" " — Zur Geologie Uruguays. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **63**, 1911, Monatsber. : 203-220. — Berlin.

" " — Beiträge z. Geologie Uruguays. — N. Jahrb. f. Min., etc., BB **33** : 208-264. — Stuttgart 1912.

HAWSKER, L. & SMYTHE, J. A. — Garnet bearing sands of the Northumberl. coast. — 1931 (cit. en Fortschr. Min. etc., **20** : 71. — Berlin 1936).

HENNIG, E. — Afrikanische Faltungsphasen. — Centralbl. f. Min., etc. 1934 B : 241-250. — Stuttgart.

HEZNER, L. — Petr. Untersuchg. der krist. Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). — N. Jahrb. f. Min., etc. BB **27** : 157-218. — Stuttgart 1909.

" " — Üb. manganreiche krist. Schiefer Indiens. — Ibidem 1919:7-28.

HINTZE, C. — Handbuch der Mineralogie **2**, Silikate und Titanate : 1-1841. — Leipzig 1897.

" " Idem **I**, 4, 1, Borate, Aluminate... Tantalate : 1-719. — Berlin & Leipzig 1933.

IGLESIAS, D. — Bibliografia e indice da Geol. do Brasil (1641-1940). — Bol. **111** : 1-323, Dep. N. Prod. Min. — Rio de Janeiro 1943.

INCARNATO, A. A. — Sobre el moderno concepto del delta y su aplic. al Río de " " " La Plata. — Bol. Soc. Arg. Est. Geogr. "Gaea" **12**, 1944 : 3-5. — Buenos Aires.

Instituto Geológico del Uruguay. — Mapa geol. de la Rep. O. del Uruguay, escala 1 : 750 000. — Montevideo 1946.

KITTL, E. — Estudios sobre rocas metamorf. e intrusiv. de las prov. del norte argentino. — Rev. Minera **IX** : 43-95. — Buenos Aires 1938.

KLEMM, G. — Die Granitporphyre u. Alsbachite des Odenwald. — Notizbl. Ver. f. Erdk., etc., **IV**, 35 : 10-50. —Darmstadt 1914.

" " Untersuchgn. üb. die Nebengesteine der Erzlagerst. v. Kupferbg. i. Riesengeb. — Ibidem **12** : 76-89. 1929.

" " — Einschlüsse von Fremdgesteinen in den Dioriten des Odenwaldes. — Ibidem **V**, 13 : 67-76. — 1930.

KOENIGSBERGER, J. — Üb. Gneisbildg. u. Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. — Geol. Rdsch. **3** : 297-309. — Leipzig 1912.

KRETSCHMER, FR. — Das metam. Diorit-Gabbro-Massiv in d. Umgebg. von Zöptau (Mähren). — Jahrb. K. K. geol. Reichsanst. **61** : 53-180. — Wien 1911.

HÜHN, W. & RITTMANN, A. — Üb. d. Zustand des Erdinneren, etc. — Geol. Rdsch. **32**, 1941 (cit. por CADISCH, ver STILLE, H.).

LAMBERT, R. — Bibliogr. géologique de la Rép. O. de l'Uruguay, — Inst. Geol. del U., Bol. **26** : 1-79. — Montevideo 1939.

" " — Estado act. de nuestros conocim. sobre la geol. de la Rep. O. del U. — Ibidem **29** : 1-89. — Montevideo 1941.

LAMEGO, A. R. — Theoria do protogneis. — Serv. Geol. e Min. Bol. **86** : 1-73. — Rio de Janeiro 1937.

LAMEGO, A. R. — Sobre uma critica a teor. do pr. — An. Acad. Bras. Ss. **X** : 211-270. — Ibidem 1938.

LAMME, M. A. — Perforaciones en busca de agua. — Rev. Min. Ind. **I**, 7 : 3-7. — Montevideo 1913.

LANGE, . — Üb. die Amphibolite des nordwest. Thür. Waldes, — Jahrb. K. Preuss. Geol. La. 1911, **I** : 1-52. — Berlin 1910.

LEINZ, V. — Die Amphibolite des südl. Odenw. u. ihre Bezhgn. z. Dioriten u. Graniten. — Min. - Petr. Mitt. **42** : 1-35. — Leipzig 1931.

" " — Eisenerz-Vork. in Paraná (Bras.). — Zeitschr. prakt. Geol. **46** : 1-5. — Halle 1938.

" " — Eine Gondit-Serie aus Paraná (Bras.). — Centralbl. f. Min., etc. 1939 A : 42-53. — Stuttgart.

" " & BARBOSA, A. F. —Mapa geol. Lavras-Caçapava. — Dir. Prod. Min. Bol. **90** : 1-36. — Porto Alegre 1942.

LEONARDOS, O. H. — Ferro no Paraná. — Dep. N. Prod. Min. Bol. **25** : 1-65. — Rio de Janeiro 1938.

LLAMBIAS DE OLIVAR, A. — Contrib. al conoc. de los minerales de manganeso en el Uruguay. — Rev. Min. Ind. **IX**, 59 : 317-350. — Montevideo 1921.

MAC MILLAN, J. G. — Notas sobre el complejo arcaico urug. — Inst. Geol. y Per., Inf. y notas prel. **1** : 1-7. Montevideo 1931.

" " " " — Rocas precámbr. de Colonia. — Ibidem, **3** : 1-12, 1931.

" " " " — Observac. geol. en la parte norte del depto. de Lavalleja. — Inst. Geol. y Perf. Bol. **16** : 11-37. — Montevideo 1932.

" " " " — Terrenos precámbr. del Uruguay. — Ibidem, Bol **18** : 1-60, 1933.

MATA, O. de — La formación holocena en el depto. de Montevideo :1-37. — Montevideo 1947.

MILCH, L. — Üb. malchit. Spaltg. u. ihre Bedeutg. f. die Systematik diaschist. Ganggest. granitdior. Magmen, — Centralbl. f. Min., etc., 1919 : 133-146. — Stuttgart.

NÁGERA, J. J. — La sierra Baya. — Dir. Gen. de Minas, etc. **XIV** : 1-60. — Buenos Aires 1919.

PAIVA, G. de. — Alto Rio Branco. — Serv. Geol. e Min. Bol. **99** : 1-44. — Rio de Janeiro 1939.

PASTORE, F. — Hoja 20i del mapa geol. de la Argentina. — Dir. de Minas, etc. Bol. **36** : 1-67. — Buenos Aires 1932.

" " — Descripc. geol. de la prov. de Córdoba. — Aguas min. de la Rep. Argent. **IV** : 1-31. — Buenos Aires 1938.

P.Y.G.A.M. — Plano Guía de Montevideo y de sus alred. — Montevideo, 1942.

RADICE, María M. — Caracteres petr. de 3 rocas de C. Aguirre (Olavarría, Prov. Buenos Aires). — Notas Mus. La Plata. — Geol. **32** : 328-347. — La Plata 1944.

" " " — Caracteres petr. y prop. técnicas de "rocas graníticas" Argent. — Ibidem **XI**. — Geol. 43 : 1-15. — La Plata 1946.

REINHARD, M. — Über Gesteinsmetamorphose in d. Alpen. — Jaarbock v. de Mijnbouwkund. Vereenig. te Delft 1934-35 : 39-45.

REYNOLDS, D. L. —Granitisation of hornfelsed sediments in the Newry granodiorite, etc. — Proc. R. Irish. Ac. **XLVIII** B, 11 : 231-265. — Dublin 1943.

RIMANN, E. — Estudio geol. de la Sierra Chica, etc. — Ac. N. Ci., Bol. **23** : 129-202. — Córdoba 1918.

RINNE, FR. — La science des roches. Troisième éd. franç. : 1-616. — Paris 1908.

ROMBERG, J. — Petr. Untersuchgn. an Diorit-Gabbro- u. Amphibolitgest. aus d. Gebiete der argent. Rep. — N. Jahrb. f. Min., etc., BB **IX** : 293-393. — Stuttgart 1894.

ROSENBUSCH, H. — Mikr. Physiogr. der mass. Gesteine **I** : 1-716. — Stuttgart 1907.

" " — MÜGGE, O. — Mikr. Phys. der petr. wicht. Mineralien **I**, 2 : 1-802. — Stuttgart 1927.

" " — OSANN, A. — Elemente der Gesteinslehre : 1-779. — Stuttgart 1922-23.

ROSS, C. S. & KERR, P. F. — The manganese min. of a vein, etc. — 1932 (cit. en Fortschr. Min., etc., **20** : 73. — Berlin 1936).

SCHILLER, W. — Überschiebgn. i. d. Tandil-Gebirgsgruppe der argent. Prov. Buenos Aires. — Geol. Rundsch. **XIX** : 257-263. — Berlin 1928.

" " — Investigaciones geol. en las montañas del SW. de la prov. de B. Aires. — An. Mus. La Plata **IV**, 1 : 1-101. — Buenos Aires 1930.

" " Die tekton. Natur von Arthrophycus- und Spirophyton-ähnlichen Gebilden im Altpaläoz. der Prov. B. Aires. — Geol. Rdsch. **21** : 145-151. — Berlin 1930 a.

" " — Cobijaduras en el Paleoz. de las sierras de la Tinta (prov. de B. Aires). — Notas del Mus. de La Plata **III**, Geol. 5 : 34-46. — Buenos Aires 1938.

" — Las antig. montañas de la prov. de Buenos Aires, etc. - ¿Qué comprueba a favor o en contra de la hipót. de WEGENER? — Ibidem **VII**, Geol. 22 : 247-252. — Buenos Aires 1942.

SCHÜLLER, A. — Prävarist. Glieder der sächs.-fichtelgeb. krist. Schiefer. III. Üb. epizonal verformte Magmatite des westl. Fichtelgeb., ihre genet. Ableitg. u. ihre Weiterbildg. in Hornfelsfacies. — Sächs. Ak. Wi., math.-phys. Kl. **XLII**, III : 1-52. — Leipzig 1934.

SCHUSTER, K. — Petr. Ergebnisse der brasil. Exped. 1901 der Kaiserl. Ak. Wi. — Sitzgsber. K. Ak. Wi. in Wien, Math.-Nat. Kl. **CXVI** : 1-93. — Wien 1907.

SEDERHOLM, J. J. — Üb. ptygmat. Faltungen. - N. Jb. f. Min. BB **37** : 491-512. — Stuttgart 1913.

SENG, H. — Die Migmatitfrage u. der Mechanism. parakristalliner Prägung. — Geol. Rdsch. **27** : 471-492. — Berlin 1936.

SERRA, N. — Memoria explic. del mapa geol. del depto. de Colonia. — Inst. Geol. del Uruguay, Bol. **30** : 1-50. — Montevideo 1943.

" " — Mem. explic. del mapa geol. del depto. de Treinta y Tres. — Ibidem, Bol. **31** : 1-43. — Montevideo 1944.

" " — Mem. explic. del mapa geol. del depto. de Soriano. — Ibidem, Bol. **32** : 1-42. — Montevideo 1945.

Servicio Geogr. Militar. — Cartas en 1 : 20 000 Carrasco y Cerro, en 1 : 50 000: La Barra, La Unión y Pando. — Montevideo.

SIMPSON, E. S. — Contributions of the Mineralogy of W-Australia, 1931-32 (cit. en Fortschr. Min., etc., **20**. — Berlin 1936).

SOKOL, R. — Üb. Anorthoklase im Cordieritgneis der südl. Gruppe des oberpfälz. Waldes. — Centralbl. f. Min., etc., 1914 : 560-562. — Stuttgart.

STILLE, H. — Zur Frage der Herkunft der Magmen. — Abh. preuss. Ak. Wi. 1939, math. - natw. Kl. **19**. — Berlin 1940 (cit. por J. CADISCH, Verh. Naturf. Gesellsch. **LIV** : 32. — Basel 1943).

SUESS, E. — La face de la Terre (Das Antlitz der Erde, edit. francesa de E. de MARGERIE), **I** : 1-835. — Paris 1812.

TEISSEIRE, A. — Contribución al estudio de la Geol. y de la Pal. de la Rep. O. del Uruguay (reg. de Colonia). — Anal. Univ. **XXXVII** : 319-469. — Montevideo 1928.

TURNER, F. J. — The development of pseudostratification by metam. differentiation in the schists of Otago, N. Zealand. — Am. Journ. Sc. **239** : 1-16. — New York 1941.

WAGER, R. — Kugelförm. Absonderg. in e. Tuffvorkommen der mittl. schwäb. Alb, 1933 (cit. en N. Jb. f. Min., etc., 1933, **II** : 887. — Stuttgart).

WALTHER, K. — Das kryst. Grundgeb. in d. Umgebg. v. Montevideo. — Zeitschr. D. Geol. Ges. **63**, Monatsber. : 82-98. — Berlin 1911.

" " — Las rocas crist. en los alred. de Montev. — Rev. Inst. Agr. **IX** : 39-50. — Montev. 1911a (trad. del anterior).

WALTHER, K. — Üb. Transgress. der ob. Gondw.-Form. in Südbras. u. Uruguay. — Centralbl. f. Min., etc., 1912 : 398-405. — Stuttgart.
" " — Üb. ein Vorkommen v. Epidotadinole, etc. — Ibidem 1913 : 68-81.
" " — Üb. Vorkommen u. Entstehg. eines Talkschiefers in Urug., etc. — Zeitschr. D. Geol. Ges. **66** : 408-427. — Berlin 1914.
" " — Sobre yacimientos geol. de valor práct. en la Rep. O. del Urug. — III. Talco. — Rev. Min. Ind. **II**, 12; 49-62. — Monte-Agr. **II**, 3 : 1-186. — Montevideo 1919.
" " — El yacim. de piedra de corindón (corindonita) del C. Redondo, etc. — Rev. Inst. Agr. **II**, 1 : 61-74 y 2 : 52-74. — Montevideo 1918.
" " — Die Bildg. des Schmirgels, etc. — Zeitschr. D. Geol. **73** : 292-338. — Berlin 1921 (trad. ampliada del anterior).
" " — Lin. fund. de la estr. geol. de la Rep. O. del U. — Rev. Inst. video 1915 (trad. del anterior).
" " — Estudios geomorfolog. y geol., etc. — Rev. Inst. Hist. y Geogr. **III**, 1 : VII-XII y 1-348. — Montevideo 1924.
" " Consideraciones sob. alg. result. de la investig. de un elem. estructural, etc. — Ac. Nac. Ci. Córdoba, Bol. **XXX** : 349-381. — Córdoba 1927.
" " — Contrib. al conocim. de las rocas basálticas, etc. — Inst. Geol. y Perf., Bol. **9** : 1-41. — Montevideo 1927a.
" " — Nota sobre algunos resultados, etc. — Rev. Fac. Agr. N.° **1** : 3-36. — Montevideo 1928.
" " — Sobre la exist. de yacim. de minerales y rocas explotables en la R. O. del U. — Rev. Fac. Agr. **6** : 37-74. — Montev. 1932.
" " — Nueva contrib. al conoc. de las gel. y clastogel., etc. — Inst. Geol. y Perf. Inf., etc., **5** : 18 pgs. — Montev. 1934.
" " — Von rez. Serpeln herrührde. kalk. Überzüge, etc. — Centralbl. f. Min., etc. — 1935 B : 88-90. — Stuttgart.
" " —Eruptivos afro-bras.-arg. de edad permo-triaso-eojur., etc. — Inst. Geol. y Perf., Bol. **24** : 117-167. — Montev. 1938.
— Notas sobre algunos "tipos" de suelo sudameric. — Bol. **XXXV** : 51-109, Ac. N. Ci. Córdoba 1940.
" " — Registro y crítica del material geol. recg. en mis excursiones, etc. — Prim. Parte. — Rev. Fac. Agr. **43** : 1-40. — Montevideo 1946.

WEGMANN, C. F. — Zur Deutg. der Migmatite. — Geol. Rdsch. **26** : 405-350. — Stuttgart 1935.

WEINSCHENK, E. — Spez. Gesteinsk., 2a. ed. : 1-362. — Freiburg i. B. 1907.

WILLMANN, K. — Zur Petrographie v. Uruguay : 1-29. — München 1915.

WINDHAUSEN, A. — Geología Argentina **I** : 1-435 y **II** : 1-645. — Buenos Aires 1929 y 1931.

WOLFF, F. v. — Das Präkambrium Finnlands. — Geol. Rdsch. **23** : 89-122. — Berlin 1932.

Leyenda de las láminas

LÁMINA 1.

Fig. 1. — El basamento montevideano de esquistos hornblendo-gneisicos con invaginación de filita y cuarcita.

(Ver especialmente el paraje de las canteras de La Teja y la isla del Bizcochero).

Asomos característicos:

1 (I) — Metabasito básico-gábbrico (α) y anfibolítico-actinolítico (β) — Pgs. 28, 37, 53, 68, 84, 85.

a. Isla Humphrey : Esmaragditita, clorititita y anfibolita. — Pgs. 39, 41.
b. Calle 11 entre e y f. — Ver la lám. 3, fig. 7.
c. Cantera en 13 y h, perteneciente a la cumbre del härtling : $\alpha + \beta$.— Pgs. 22, 37, 81, 96, 104, 111.
d. Playa al NW. de la punta del Cerro : Anfibolita migmatítica. — Pg. 67.

Erróneamente, en la isla Libertad, se registró II en vez de I.

2 (II) — Gneis plagioclásico de feldespatización potásica, milonítico y parcialmente petrificado (magmatizado y neumatolitizado). — Pg. 95, 98.

a. Canteras de La Teja, lado izquierdo del Ao. Pantanoso, curso más inferior y Cerro. — Pgs. 10, 23, 26, 63, 100, 108 y figs. 4-6 del texto.
b. Entre q-r y 4-5 : Aplita porfirítica gneisica. — Pgs. 25, 29, 63.

3 (q) Invaginación algonquiana y filones leucocráticos. — Pg. 101.

a. Isla del Bizcochero : Cuarcita gondítica con itabirita. Hospedador anfibolítico. — Pgs. 32, 74, 103, 111 y lám. 5, fig. 13.
b. Compárese I d : Hospedador anfibolítico con invaginación concordante de filita transformada en micacita granatífera por metamórfosis de inyección debida a un potente filón pegmatítico. — Pgs. 29/30, 34, 67, 70.

4 (c) — Lamprófido alcalinítico y criptalcalinítico.

a. Orilla del Ao. Pantanoso ("c") : Nota 9.
b. Calles q-r y 3-4 : Lám. 4, fig. 10.

5 (ad) — Cuaternario: Limo pampeano y postpamp., arena de la playa, bancos conchíferos (WALTHER, 1919 y de MATA, 1947), escombro de la falda del Cerro.

LÁMINA 2.

Fig. 2. — Diorita porfirítica, anfibólica (definición megascópica). — Hornblendedioritporphyr (Bestimmg. nach d. Handstück). — Florida (*IM* **3**, 3/4 tam. nat.). — Pgs. 14, 15, 95, 104. y fig. 3 del texto.

Figs. 3 y 3a. — (Ver el martillo). — Gneis plagioclásico, milonítico, de aspecto diferenciado, vecino del esquisto hornbléndico. — Montevideo (**116, 117, 119-121**). — Pgs. 21, 24, 95, 104.

Mylonitischer Plagioklasgneis, stark striemig, mit rein weissen massigen Teilen. Ist benachbart einem Vorkommen von Amphibolschiefer.

Fig. 4. — Seudo-"anfibolita de inyección" (sogen. Injektionsamphibolit). — Pajas Blancas ("punta Yeguas" en la fig. 1 del texto).- (3/4 tam. nat.). — Pgs. 25, 43, 44 y 52.

Fig. 5. — Afloramiento de la Avda. Cachón (* en la fig. 2 del texto) : Gneis plagioclásico, de esquistosidad E.-W., con diaclasas en sentido NW., inyecciones pegmatíticas (pg) e interposición concordante de biotitita (entre las dos pg). — Pgs. 20, 30, 80, 101, 109, 127, 134. y nota 9.

EW geschieferter Plagioklasgneis der Cachón-Allée (* in Fig. 2) mit biotitpegmatitischen Injektionen (pg), Einschaltung von Biotitschiefer (zwischen den beiden pg) und NW gerichteter Klüftung (s. Textfig. 2).

LÁMINA 3.

Fig. 6 — Metabasito de textura en zigzag. — Montevideo (4/5 tam. nat.). — Pgs. 22, 37, 92.

Kantig gefältelter Metabasit.

Fig. 7. — Anfibolita gábbrica de aspecto macizo, con bandas de tallitos hornbléndicos, regularizadas de ESE. a WNW. — Montevideo (**106**). — Pgs. 22, 42, 96, 105, 125.

Durch in Richtung WNW unregelmässig gebänderter, im Aufschluss massiger Gabbroamphibolit.

Fig. 8. — Anfibolita bandeada por la alternancia entre material criptómero, pobre en tejido fundamental, y otro, con abundantes porfidoblastos hornbléndicos. — Montevideo (**128-29**, tam. nat.). — Pg. 23.

Gebänderter Amphibolit mit Wechsel von dichten grundgewebearmen und an Hornblendeporphyroblasten reichen Teilen.

Fig. 9. — Anfibolita de enriquecimiento félsico correspondiente tanto a inyecciones como a la desmiscibilización. — Montevideo (**62**, tam. nat.). — Pgs. 26, 42, 52.

Amphibolit mit auti- und allotigener leukokrater Anreicherung.

LÁMINA 4.

Figs. 10 y 10a. — Lamprófido (la, **84**) de rumbo NW., conforme con la esquistosidad de la anfibolita (H, **49**), plegada (ver las incisiones de los pliegues). Los planos de sus ejes, siendo direcciones de resistencia disminuída, han sufrido inyección pegmatítico-cuarzosa (pg), de más edad que el lamprófido. — Montevideo. — Pgs. 21, 28, 47, 82, 102, 110, 126 y nota 9.

Feingebänderter Amphibolit (H), dessen nordwestliche mit dem Streichen eines algonkischen, schwach alkalinitischen Lamprophyrs (la) gleichlaufende Schieferung sich durch Einkerbungen von Staubögen verrät. Ihre Achsenebenen stellen Schwächezonen gegenüber der pegmatitisch-quarzigen Injektion (pg) dar.

Fig. 11. — Paralelismo "N.-S." y "SW.-NE." entre las hojas biotíticas y las fracturas de la pegmatita lám. 2, fig. 5. — Montevideo (**8 * b**, 4/5 tam. nat.). — Pgs. 31, 70, 134, 135.

Übereinstimmende "nordsüdliche" und "nordöstliche" Orientierung der Biotitblätter und der Klüftung im Pegmatit der Taf. 2, Fig. 5.

Fig. 12. — Pórfido filamentoso (ver la lám. XI, fig. 44) y anfibolita (**28**). — Montevideo (fot. tomada de WALTHER, 1919). — Pgs. 31, 50, 85, 101, 109 y nota 34.

Flaserporphyr und Amphibolit.

LÁMINA 5.

Fig. 13. — Cuarcita gondítica, algonquiana, oscura y bandeada (**88**, *7/24*, *2/40*. — Fot. tomada de WALTHER (1911 y 1911a). — Pgs. 32, 125.

Dunkeler gebänderter Gondit-Quarzit des Algonkiums.

Fig. 14. — Dos generaciones de hornblenda, formando textura filamentosa (lenticular), no regularizada. Escasez del tejido fundamental, granoblástico. — Montevideo (**35**, ⊥s, 43 ×). — Pgs. 44, 50.

Zwei Generationen Hornblende, ungeregelt lentikulär texturiert. Granoblastisches Grundgewebe stark zurücktretend.

Fig. 15. — Anfibolita de gavilla (Garbenamphibolit), compárese la lám. VIII, fig. 29. — Montevideo (**33**, tam. nat.). — Pgs. 51, 97, 106, 131.

Fig. 16 — Productos de la descalcificación y suplantación plagioclásicas: ribetes "albíticos" (seudopert. en + -|-) y microclínicos (mi) en las junturas entre 3 "gotas" de cuarzo ($q_1 - q_3$) y su hospedador plagioclásico (pl), parcialmente purificado. — Montevideo (**99**, + Nic., 140 ×). - Pgs. 60, 133.

"Albitische" bei + + pseudoperthitische und mikroklinische (mi) Säume zwischen drei Quarztropfen (q) und ihrem teilweise albitisierten Wirt (pl).

Fig. 17. — Textura lenticular del epi-gneis (porfiroide) con porfidoesteres (SCHÜLLER) de cuarzo "recristalizado". En el borde superior hay un remanente de plagioclasa. — Montevideo (8? 15 ×). Pgs. 63, 64, 131.

Lentikuläre Textur des Epigneises mit "rekristallisiertem" Quarz und einem kleinen Plagioklasrelikt (am oberen Rande des Bildes).

LÁMINA VI.

Fig. 18. — Porfidoblasto anfibólico, dialagogéneo, en la anfibolita **27** (grupo 2, ver la lám. VIII, fig. 28). — Montevideo (110 ×). — Pgs. 16, 37, 38, 41, 47, 50, 52, 96, 105 y 131.

Fig. 19. — Anfibolita gábbrica. El tejido fundamental, constituído por un cristal de plagioclasa seudopertitizada (el plano de macla se encuentra entre las dos flechas) e intercrecida poiquilodiablásticamente (ver la fig. 3 del texto) con la hornblenda, rellena los numerosos poros de este mineral. — Montevideo (**13**, 290 ×). — Pgs. 42, 48, 55, 96, 97, 105, 131.

Diablastischer Gabbroamphibolit. Das Grundgewebe besteht aus e i n e m pseudoperthitisierten Plagioklaskristall (Zwillingsebene zwischen den beiden Pfeilen) und füllt die Poren der siebartig durchlöcherten Hornblende.

Fig. 20. — Anfibolita maciza, parcialmente regularizada por interposiciones de clorita. A éstas se adaptan imperfectamente las zonas 1-2 y 3, constituídas por cristales plagioclásicos, xenomorfos y desfigurados por la albitización (ver el cristal 1, relativamente intacto y con exfoliación) y el intercrecimiento con la hornblenda actinolítica (ver los cristales 3). Este último mineral (H) forma a menudo residuos de extinción simultánea, envueltos por sustancias feldespáticas, poiquilíticas. — Montevideo (**85**, + Níc., 44 ×) — Pgs. 42, 88.

Massiger Amphibolit mit partieller Regelung an Chloritblättchen. Ihr schliessen sich unvollkommen an die Flasern 1-2 und 3, gebildet aus Plagioklaskristallen. Während 1, verhältnismässig intakt, Spaltrisse zeigt, sind 2 und 3 durch Albitisierung und aktinolithische Poikiloblastese stark entstellt und "nebulitisch". Der gleichen Synantese zufolge gehen die Kristalle der Hornblende (H) in von Feldspat umhüllte Relikte über, die gleichzeitig auslöschen.

Fig. 21. — Plagioclasa básica descalcificada (ver fig. 19) con tallitos albíticos, en material oligoclaso-albítico α. Separación de clinozoisita. — Montevideo (**22**. $\perp$s, + Níc., 290 ×). — Pgs. 42, 47, 48, 97, 106, 130, 133.

Basischer Plagioklas, unter Abscheidung von Klinozoisit "biplagiperthitisiert" (s. Fig. 19). Bildung von albitischen Stengeln in oligoklasalbitischer Umgebung.

Fig. 22. — Cristal parecido al anterior, con laminillas según (010), "tumefactos". — Montevideo (**46**, + Níc., 120 ×). — Pg. 42.

Albitisierter basischer Plagioklas aus Gabbroamphibolit, mit "gequollenen" Zwillingslamellen.

LÁMINA VII

Fig. 23. — Esquisto anfibólico bandeado. Intercalación de la zona 1 (pg. 44) entre material de tejido fundamental granoblástico con fenoblastos hornbléndicos, o poco numerosos e idioblásticos (1b), o abundantes, xenoblásticos (2). El cristal más grande aprisiona plagioclasa poiquilítica, parcialmente destruída en la confección del corte. — Montevideo (**19**, ⊥ s, 43 ×). — Pgs. 44, 48, 97, 106.

Bandamphibolit. Übergang von einer grundgewebearmen Lage aus dichtgedrängten annähernd isometrischen Hornblendekristallen zu Teilen mit granoblastischem Grundgewebe und mehr oder weniger ausgesprochener Idioblastese des genannten Minerals. Der grösste Vertreter umschliesst poikilitisch Plagioklas (teilweise herausgebrochen).

Fig. 24. — El mismo esquisto, con porfidoblastos hornbléndicos y plagioclásicos, de estructura zonal. Tejido fundamental lepidoblástico, de grano entre grueso y fino. El profidoblasto plagioclásico, situado en el borde inferior de la fig. y adyacente a otro, hornbléndico, corresponde al reproducido en la fig. 26). — (+ Níc., 110 ×). — Pgs. 45, 46, 48.

Derselbe Schiefer mit Porphyroblasten aus zonarstruiertem Plagioklas und Hornblende. Chloritisches, teils feiner-. teils gröberblätteriges Grundgewebe. Am unteren Rande des Bildes liegt der in Fig. 26 wiedergegebene Kristall, der einer poikilitisch verbundenen Hornblende anliegt.

Fig. 25. — Recalcificación marginal y metasomatismo de la plagioclasa seudopertitizada (ver la fig. 21). — (**19**, + Níc., 400 ×). — Pgs. 45, 48, 97, 106.

Basische randliche Rekurrenz verdrängt pseudoperthitisierten Plagioklas, s. Fig. 21.

Fig. 26. — El mismo mineral con laminillas α incoloras, y β, rojizas. — (|| Níc., 290 ×). — Pgs. 46, 48, 97, 106.

Die genannte Umwandelung ruft den Wechsel farbloser und schwach rötlicher Zwillingslamellen hervor.

Fig. 27. — Anfibolita filamentosa con porfidoblastos hornbléndicos "recristalizados" (ver la lám. fig. 17).—Montevideo (**8**, ⊥ s, 43 ×).— Pgs. 43, 47.

Flaseriger Amphibolit mit kornvergrösserten schwanzartig verlängerten Hornblende-Porphyroblasten und Ilmenit führendem granoblastischen Grundgewebe (s. Tafel 5, Fig. 17).

LÁMINA VIII.

Fig. 28. — Detalle de la lám. VI, fig. 18 : estructura diablástica (poiquiloblástica en la fig. 3 del texto) de la hornblenda dialagogénea. Su abundante intercrecimiento plagioclásico, albitizado, a menudo de contorno aproximadamente circular (compárese la inclusión debajo del gran cristal ilmenítico), hace resaltar la estructura cribosa de la hornblenda. — (250 ×). — Pgs. 42, 47, 48, 129.

Ausschnitt aus Taf. VI, Fig. 18. Diablastische Struktur der verbreiteten siebartig durchlöcherten und mit albitisiertem Plagioklas (s. unterhalb des grossen Ilmenits) verwachsenen Hornblende.

Fig. 29. — Anfibolita de gavilla, lám. 5, fig. 15. Pronunciadas excrecencias laterales, arbustiformes, de los tallos hornbléndicos cuya regulación hacia el "NE." coincide con la orientación del tejido fundamental. — (**33**, ⊥ s, 43 ×). — Pgs. 43, 51, 97, 106, 128.

Garbenamphibolit der Taf. 5, Fig. 15. Stark entwickelte seitliche Büschelfortsätze der durchlöcherten Hornblendestengel (Taf. VI, Fig. 19). Sie sind zusammen mit graphitoiden und ferritischen Produkten sowie dem an albitisiertem Plagioklas reichen granoblastischen Grundgewebe nach "NE" ausgerichtet.

Fig. 30 — Anfibolita con tejido fundamental (Grundgewebe) nemato-fibrogranoblástico. — Montevideo. — (**75**, ⊥ s, +Níc., 44 ×). Pgs. 51, 52, 97, 106.

Fig. 31. — Textura débilmente bandeada de la anfibolita inyectada por cuarzo. — Montevideo. — (**9** ⊥ s, 44 ×). — Pgs. 26 y 52.

Amphibolit, schwach gebändert mit Quarzinjektion, resorbierten Labrador und epidotisierte Hornblende führend.

Fig. 32. — Anfibolita-hornblendesquisto nemato-fibroblástico con tejido fundamental granoblástico. La hornblenda feldespato - uralítica está acompañada de ilmenita en parte titanizada. — Montevideo. (**7**, 43 ×). — Pgs. 53, 55, 97, 106.

Fig. 32a. — Detalle de lo anterior (ver los números 1 y 3) con estructura de "cristales de hielo" y un cristal de plagioclasa básica, albitizada (en el tejido fundamental). — (+Níc., 110 ×). — Pgs. 53, 55, 97, 106.

Ausschnitt aus dem Vorigen (s. Ziffern 1 und 3). "Eisblumenstruktur" der feldspaturalitischen, von teilweise titanisiertem Ilmenit begleiteten Hornblende (nemato-fibroblastisch struiert). Im granoblastischen Grundgewebe befindet sich ein Kristall eines basischen albitisierten Plagioklases.

LÁMINA IX

Fig. 33. — Anfibolita-actinolitita fibroblástica con pavimento fundamental seudopertítico y cuarzo secundario ("borde de BECKE"!). — Montevideo (**75a**, 110 ×). — Pgs. 55, 97, 106.

Massiger dunkeler Amphibolit-Aktinolithit mit pseudoperthitischem Grundpflaster und sekundärem Quarz.

Fig. 34. — Cristal fuertemente resorbido esqueletiforme (bordeado) de una plagioclasa perteneciente a la generación primaria del mineral. El individuo, maclado en doble sentido, está aprisionado en un representante de la misma especie. — Montevideo (**104**, + Níc., 110 ×). — Pgs. 57, 60, 100, 108.

Skelettartiges Relikt (umrandet) eines Plagioklasdoppelzwillings, eingeschlossen in einem Oligoklasporphyroblasten. Aus tektonitischem Quarzbiotitdiorit.

Fig. 34a. — Ribete albítico, zeolitizado de la mencionada plagioclasa primaria (+ Níc., 400 ×). — Pgs. 57, 58, 100, 108, 133, 134.

Zeolithisierter Albitsaum des Plagioklases der vorigen Abbildung.

Fig. 35. — Porfidoblasto de plagioclasa maclada. Contiene dos "esqueletos", hojas de sericita y abundantes componentes migajosos, eliminados en las áreas descalcificadas (ver, p. ej., el borde inferior,

secundariamente rojizo, y tres enclaves bordeados). — Montevideo (**90**, 110). — Pg. 57.

Orthoklasartiger Plagioklasdoppelzwilling (umrandet) mit Einschlüssen von älterem Plagioklas, Sericitblättchen und krümeliger Substanz. Diese wurde bei der Decalcifizierung des Wirtes eliminiert (siehe z.B. den unteren sekundär schwach rötlichen Rand und drei umrandete Enklaven). Gestein entsprechend dem der vorigen Abb.

Fig. 36. — Ortosización y microclinización incipiente de la oligoclasa, parcialmente albitizada. — Montevideo (**105**, + Níc., 110 ×).—Pg. 57.

Orthosizierung (Fussnote 76) und beginnende Mikroklinisierung eines teilweise albitisierten Oligoklases. Gestein wie im Vorhergehenden.

Fig. 36a. — Descalcificación en dos etapas (1 y 2) de la oligoclasa anterior (borde superior con un remanente de este mineral (ol) e intercrecimiento de 1 y 2 (3). — (+ Níc., 250 ×). — Pgs. 57/58.

Unscharf abgesetzter älterer (1) und gut abgegrenzter jüngerer, eigentlicher, Albitisierungssaum (Fig. 36, linker Rand). Oligoklasrelikt = ol; Pseudoperthit = 3 (verg. Taf. VI, Fig. 21).

LÁMINA X.

Fig. 37. — Detalle de la fig. 40. Junturas entre los cristales de cuarzo, rellenadas con seudopertita zeolitizada. — Montevideo (**104**, + Níc., 480 ×). — Pgs. 58, 61, 134.

Ausschnitt aus Fig. 40. Zeolithisierte Pseudoperthit-Fugenfüllung zwischen Quarzkristallen (s. Fig. 34a und 43).

Fig. 38. — Micropertitización de la oligoclasa, cortada según (010). — Montevideo (**100**, 530 ×). — Pgs. 58/59, 100, 108.

Metasomatische Mikroperthitisierung scheitartiger Pseudoperthitisierungsbahnen ⊥ (001) eines Oligoklases (3,1° ⊥ c).

Fig. 39. — Sericitización (s) de la antipertita en un porfidoblasto oligoclásico y separación de cuarzo esqueletoide (q). Descalcificación del hospedador (ver láms. 5 y IX, figs. 16 y 36a) y ribetes albíticos en q. — Montevideo (**74**, + Níc., 140 ×). — Pgs. 16, 61, 89.

Sericitisierung (s) eines antiperthitisch injizierten Oligoklasporphyroblasten nebst Abscheidung von skelettartigem Quarz (q). Die Albitisierung des Wirtes ist von dessen Purifizierung sowie Saumbildung um q begleitet.

Fig. 40. — Hábito concrecionáceo del cuarzo de "diferenciación metamórfica" (STILWELL) en el gneis plagioclásico (ver la fig. 37). — (+ Níc., 110 ×). — Pgs. 61, 65, 133.

Fig. 41. — Epidotización de la biotita levemente cloritizada y resorción de la plagioclasa adyacente. Tectonito diorítico. — Montevideo (**92**, + Níc., 175 ×). Pgs. 62, 101, 109.

Epidotisierung des schwach chloritisierten Biotits nebst Resorption von anliegendem Plagioklas.

LÁMINA XI.

Fig. 42. — Pegmatita carbonatada, continuando la epidotización (cz = clinozoisita) de la biotita (b, ver la fig. 41). La plagioclasa albitizada (p, ver los bordes y las manchas grisáceas), la ilmenita (i) y la biotita presentan regulación (en dirección "NW."). El límite entre la plagioclasa neoformada (p) y el carbonato (con exfoliación recalcada) refleja el curso de ciertas partes del borde biotítico (ver las flechas dirigidas hacia arriba y hacia abajo). — Montevideo (**90**, + Níc., 140 ×). — Pgs. 62, 67, 72, 101, 109.

Bildung von Karbonatpegmatit im Diorittektonit. Fortsetzung der Epidotisierung des Biotits. "Nordwestliche" Regelung von albitisiertem Plagioklas, Ilmenit und Biotit. Der Verlauf der Grenze zwischen dem neugebildeten Plagioklas (p) und dem Karbonat (Spaltrisse nachgezogen) spiegelt Teile der Biotitbegrenzung wieder (Pfeile).

Fig. 43. — Relleno seudopertítico de una juntura entre cuarzo y plagioclasa ácida. El componente albítico de la sinántesis ha sido zeolitizado (ver la fig. 34a). — Montevideo, (**8 * b**, + Níc., 480 ×). — Pgs. 58, 70, 133.

Pseudoperthitische, teilweise zeolithisierte (s. Fig. 34a) Fugenfüllung zwischen Quarz und sauerem Plagioklas des Biotitpegmatits Taf. 2, Fig. 5 und 4, Fig. 11.

Fig. 44. — Tejido fundamental "listoniforme-granular" del gneis cuarzodioritoporfirítico. — Montevideo (**42**, ⊥ s, + Níc., 290 ×). — Pgs 64, 101, 109, 128.

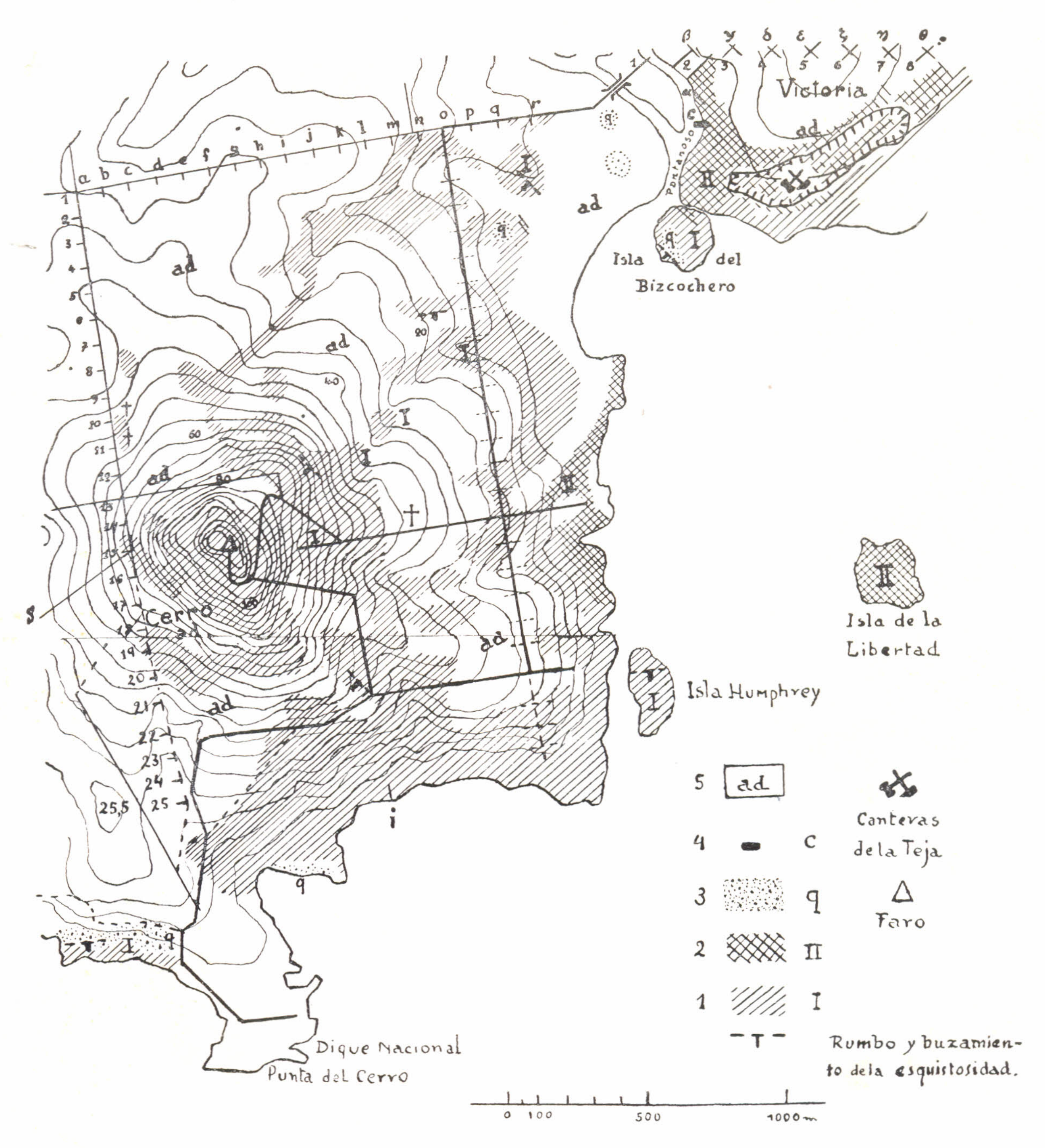
"Leistenförmig-körniges" (ROSENBUSCH) Grundgewebe im Quarzdioritporphyritgneis (vergl. Taf. 4, Fig. 12). Einbuchtungen der skelettartigen Plagioklase sind mit Quarz, besonders aber mit sekundär rötlich gefärbtem Albit ausgefüllt.

Fig. 45. — Granate cilíndrico, resistente a la regulación "noroccidental" de la cuarcita gondítica filamentosa, bandeada hematito-limoníticamente. — Montevideo (**88**, 44 ×). — Pgs. 77, 103, 111.

Walzenförmiger, unvollkommen "nordwestlich" geregelter, randlich schwach anisotroper (mikropoikilitischer) Granat aus dem gonditischen hornblendeflaserigen und hämatitisch-limonitisch gebänderten Quarzit.

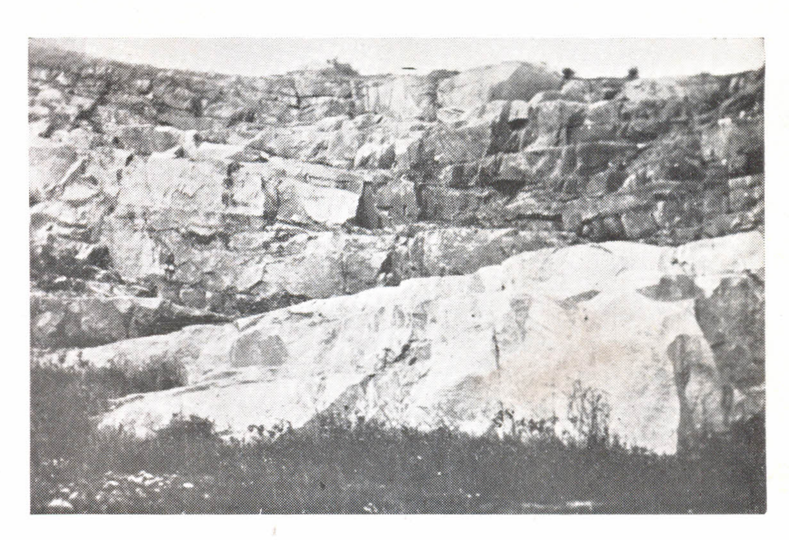
Fig. 46. — Dos generaciones de hornblenda. La más moderna (bordeada), a menudo en cortes básicos con (110) y (010), desplaza hacia un costado tallos coloreados más antiguos. — Montevideo (**65**, ⊥s 116 ×). — Pg. 77.

Phyllitartiger Grünschiefer an der Grenze einer Einfaltung von jüngerem Quarzit (**64**) in den Amphibolit. Vorwiegend farbloser Aktinolith (umrandet) drängt ältere gefärbte Hornblendestengel beiseite.


Victoria
ad
Isla del Bizcochero
Cerro
Isla de la Libertad
Isla Humphrey
Dique Nacional
Punta del Cerro
5 ad
4 c
3 q
2 II
1 I
Canteras de la Teja
Faro
Rumbo y buzamiento de la esquistosidad.
0 100 500 1000 m

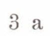


2



3

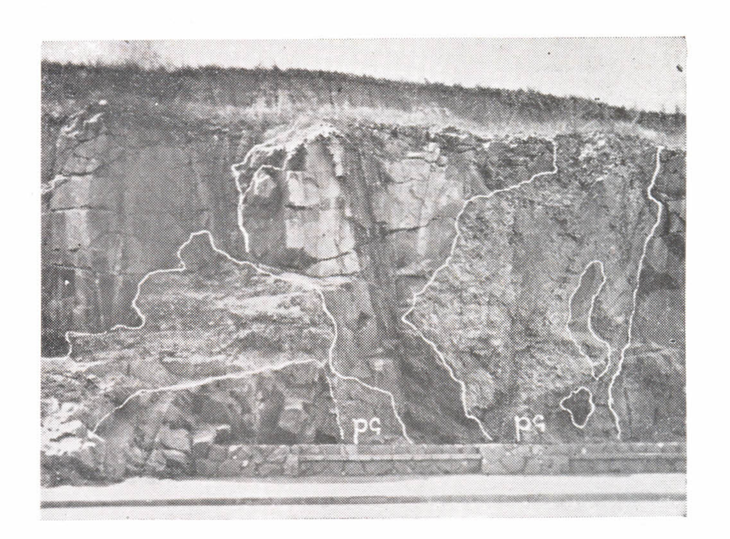




3 a



4



5



6



8



7

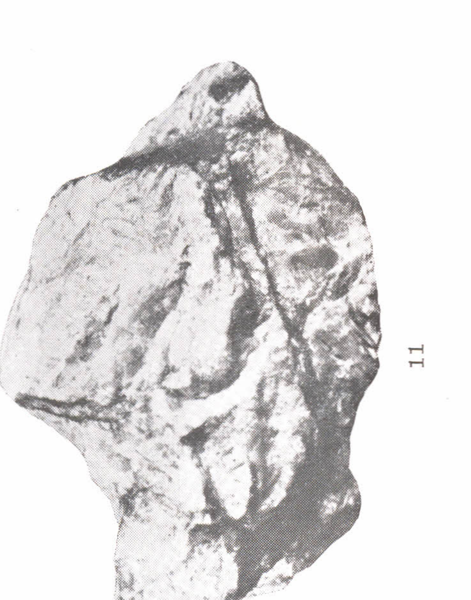


9





a 10 b



11



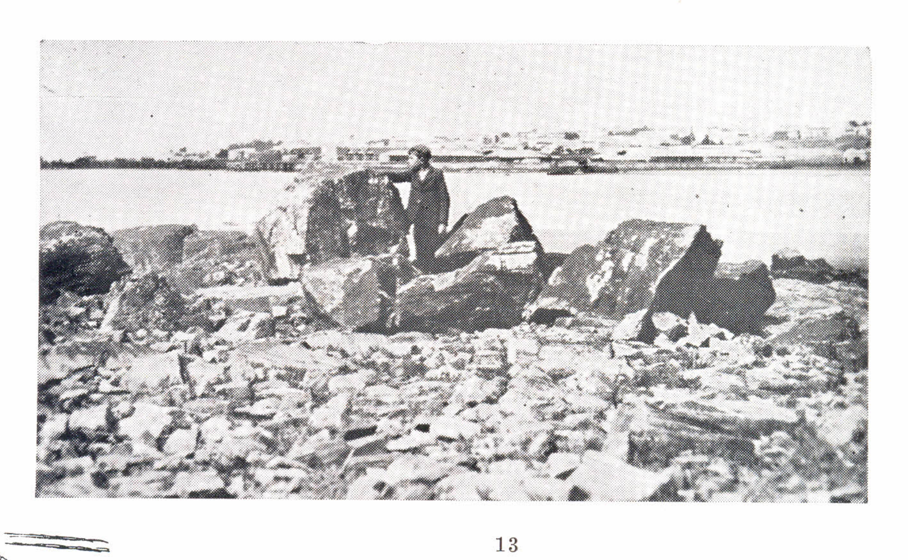
12



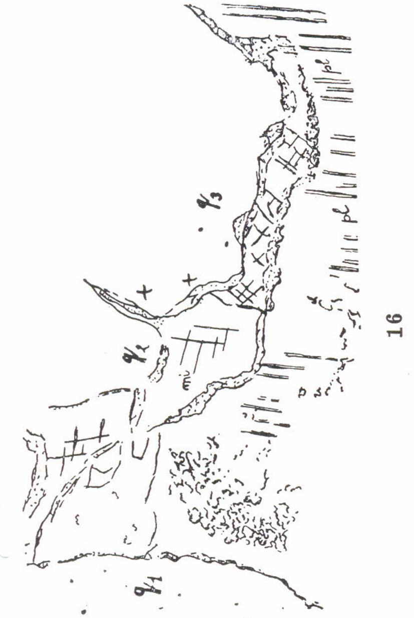
14



15



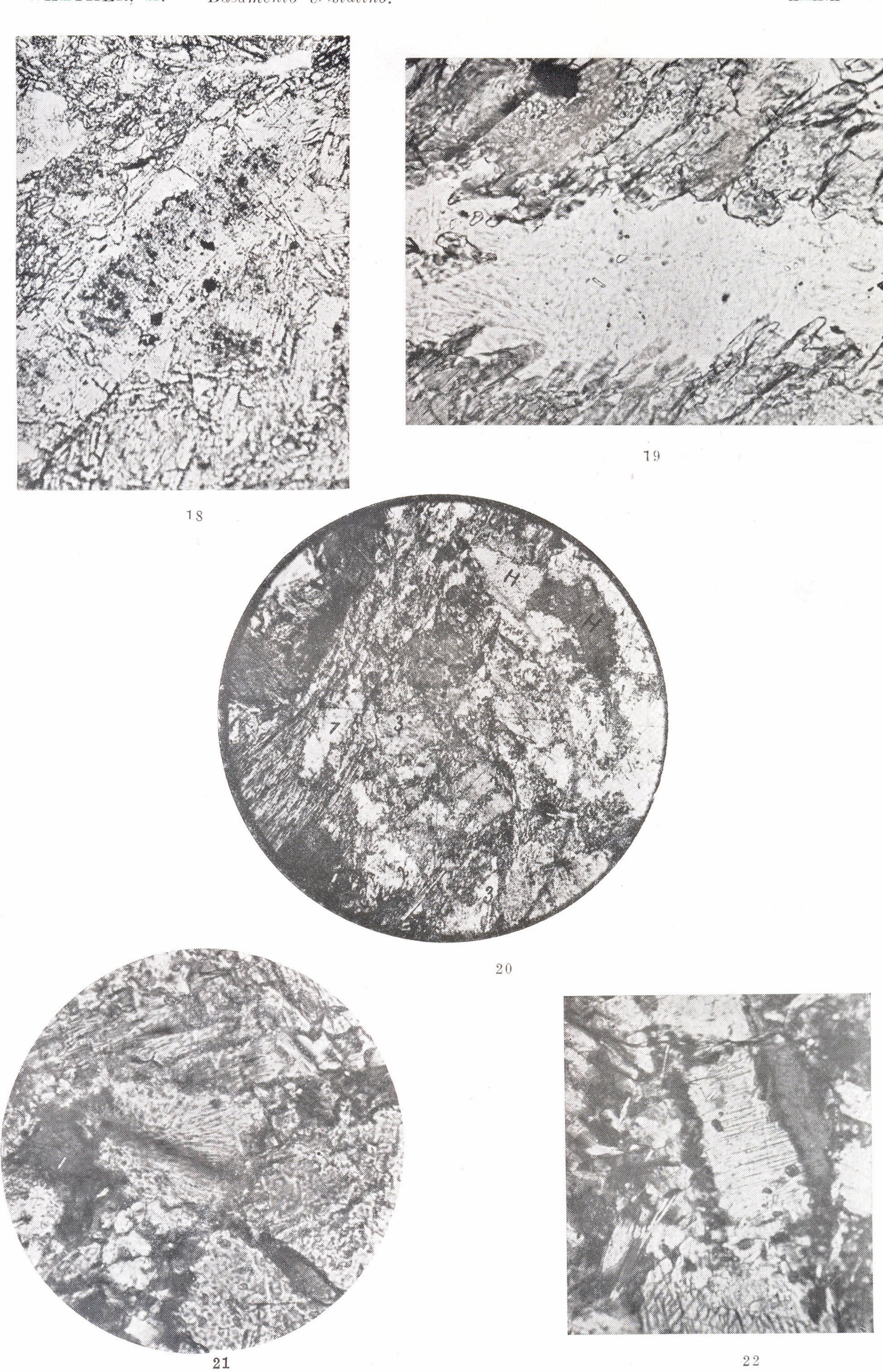
13



16



17



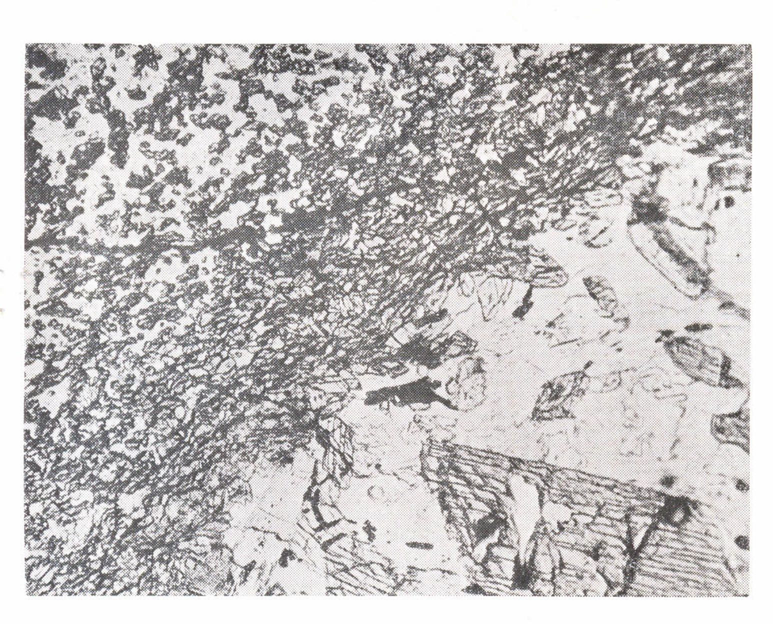
18

19

20

21

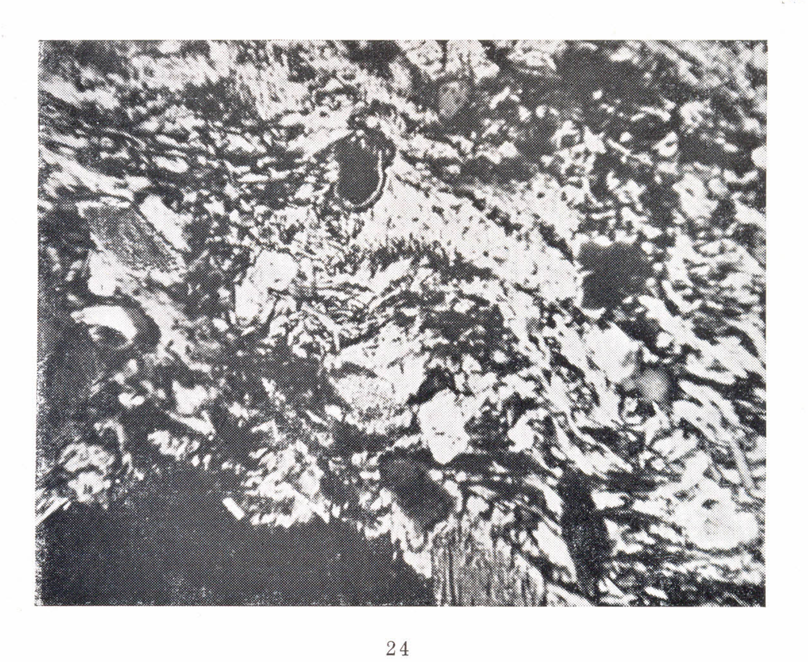
22



23

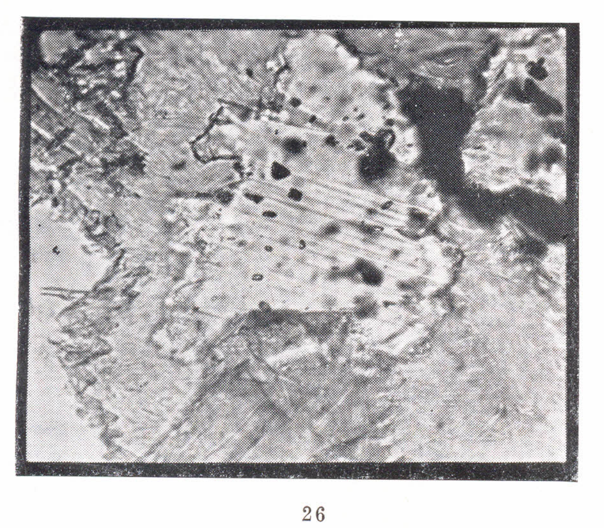


25

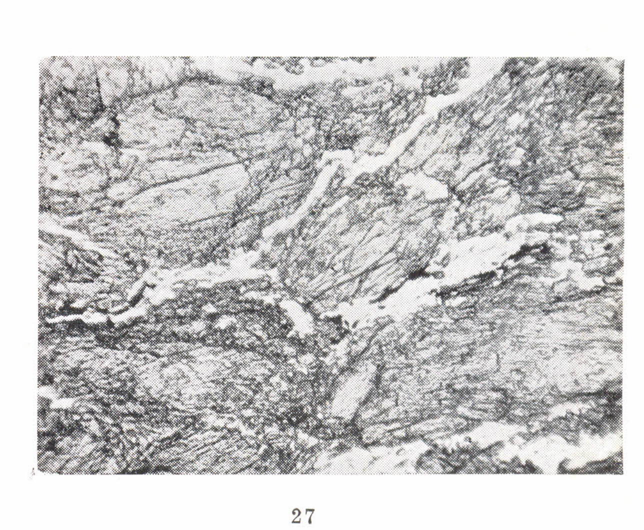


24

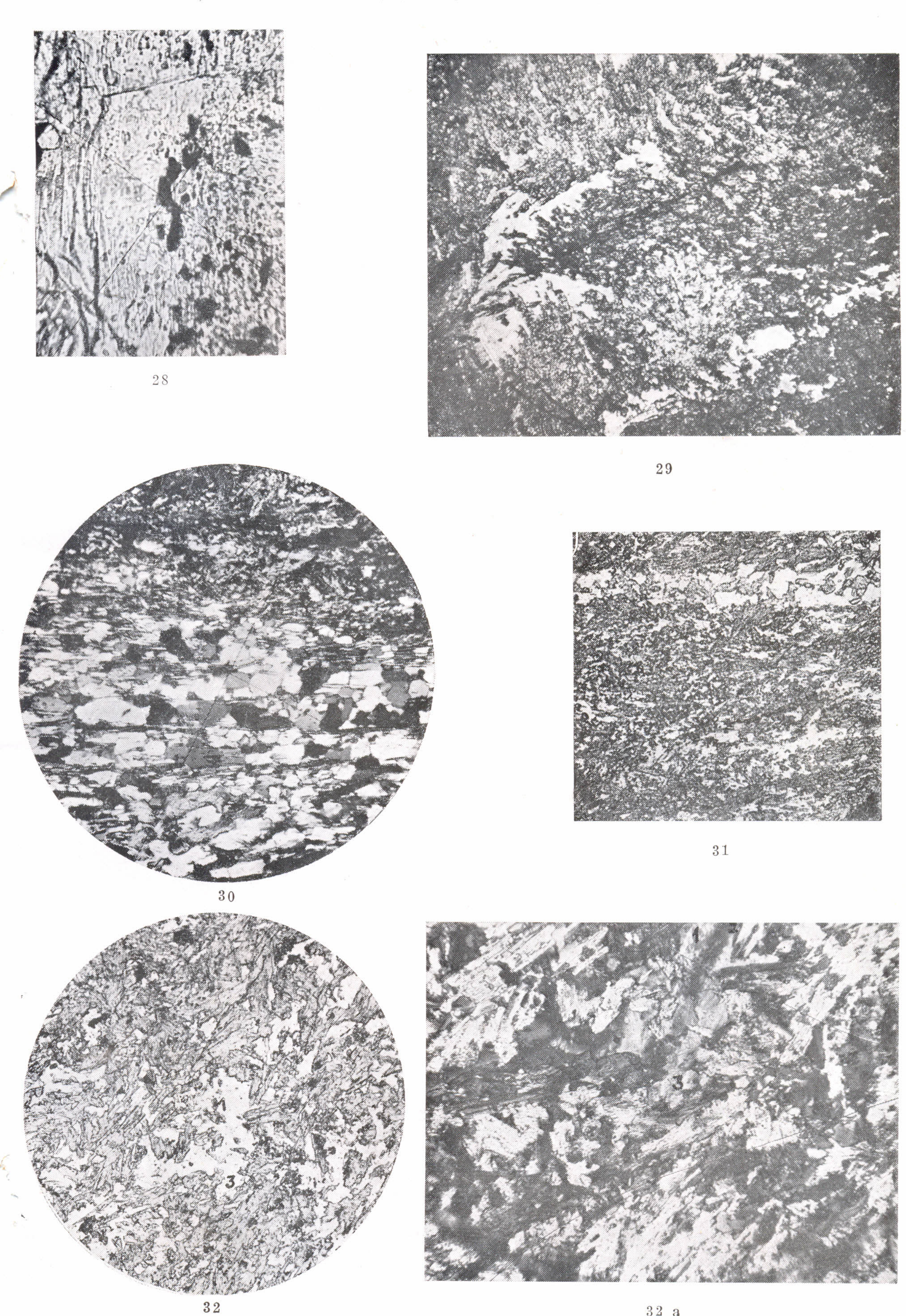




26



27



28

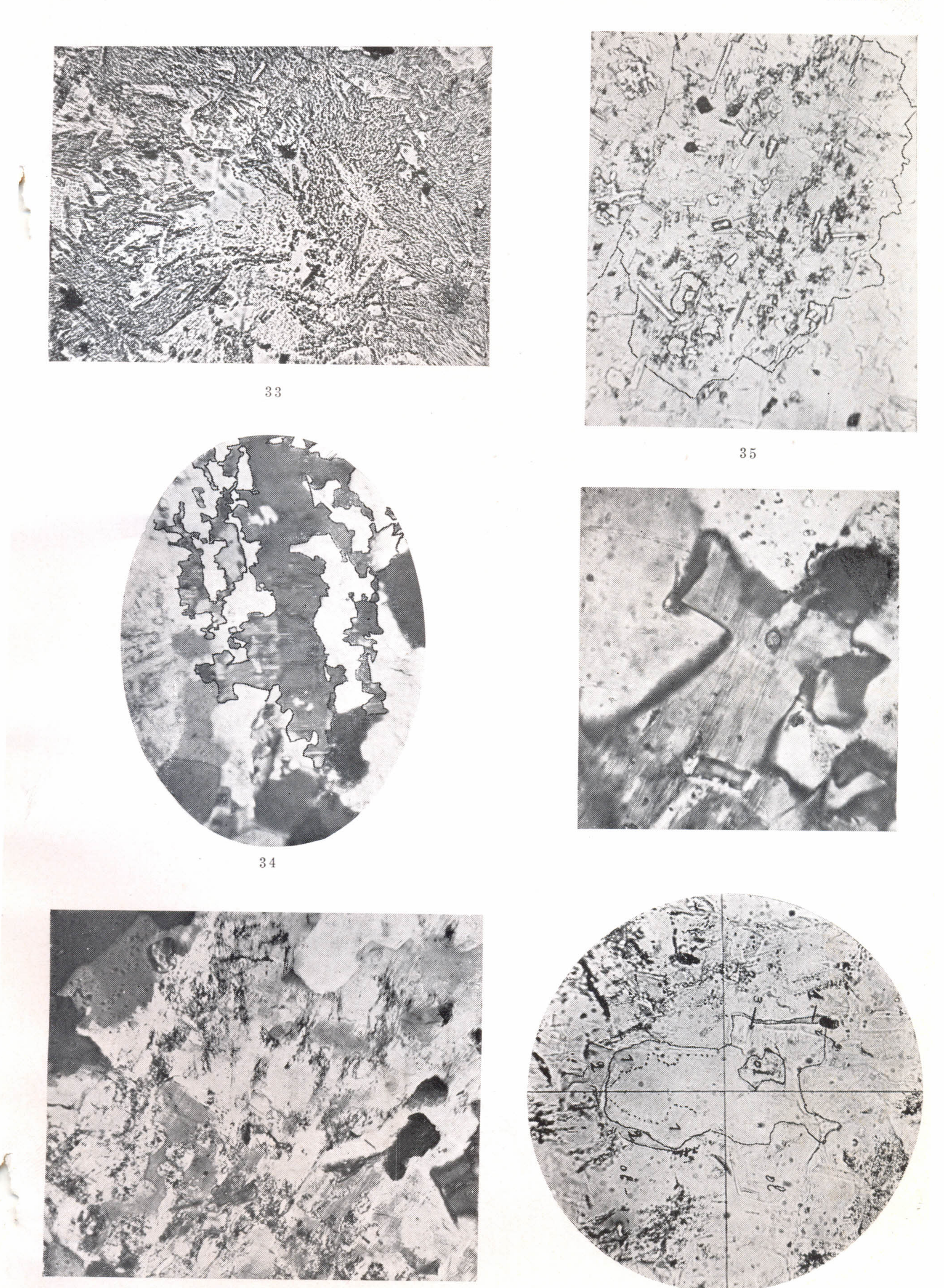
29

30

31

32

32 a



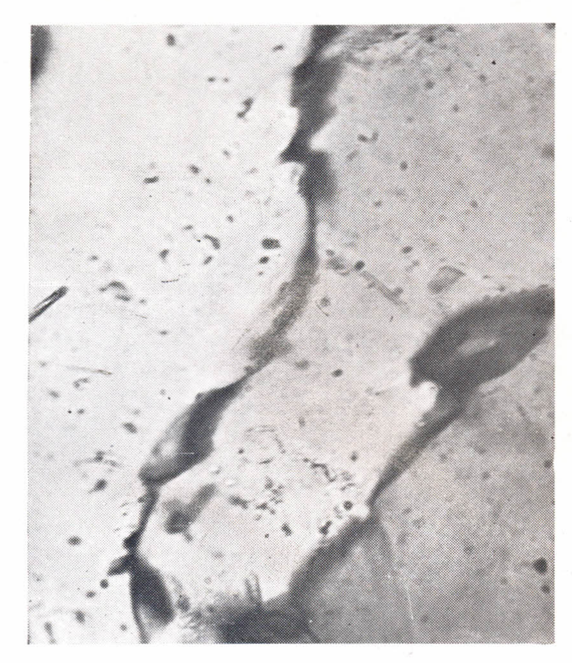
33

35

34

36

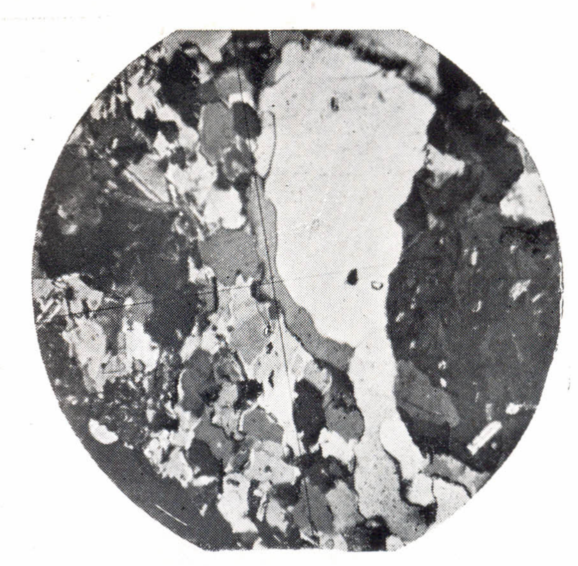
36a



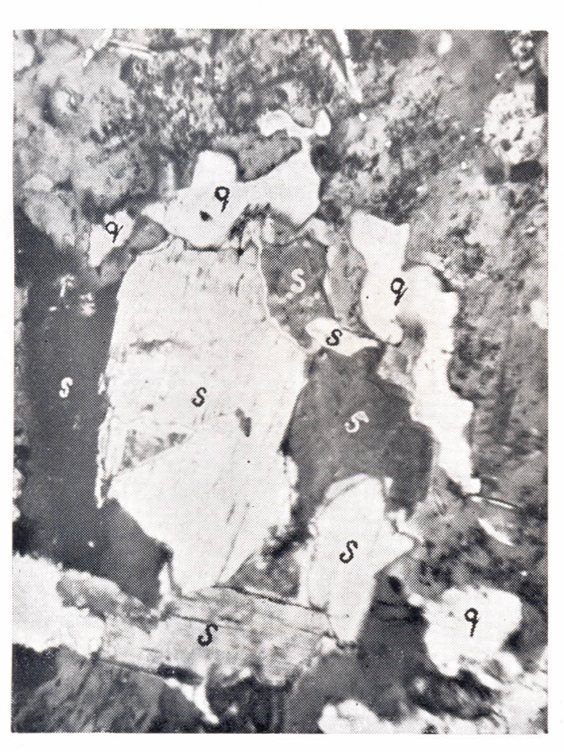
37



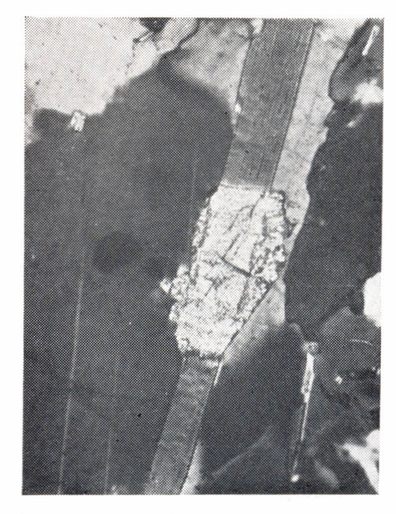
38



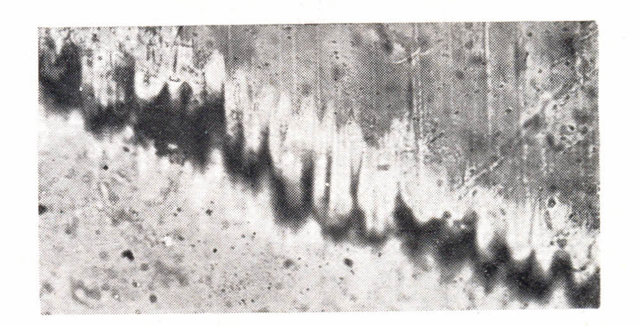
40



39



41



43

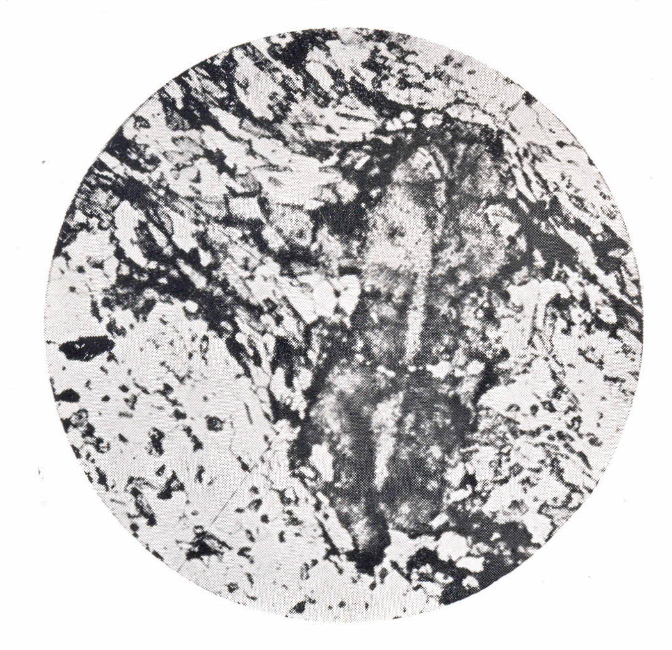




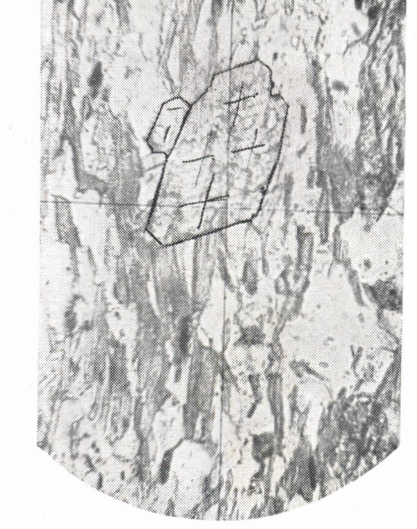
42



44



45



46

CONTENIDO

Págs.